



Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale

Marion Jaud

► To cite this version:

Marion Jaud. Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2011. Français. NNT: . tel-00650953

HAL Id: tel-00650953

<https://theses.hal.science/tel-00650953>

Submitted on 12 Dec 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Sciences de la Terre

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Marion Jaud

Préparée à l'Institut Universitaire Européen de la Mer

Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale

Thèse soutenue le 3 Octobre 2011

devant le jury composé de :

Pascal ALLEMAND

Professeur, Université de Lyon 1 / *Directeur de thèse*

Stéphane COSTA

Professeur, Université de Caen Basse-Normandie / *rapporteur*

Christophe DELACOURT

Professeur, Université de Bretagne Occidentale / *Directeur de thèse*

Thierry GARLAN

Ingénieur ISC, SHOM / *examineur*

Michel KASSER

Professeur, Ecole Nationale des Sciences Géographiques (IGN) / *rapporteur*

Jean-Yves ROYER

Directeur de recherche, CNRS / *examineur*

Serge SUANEZ

Maître de conférence, Université de Bretagne Occidentale / *invité*

Remerciements

Alors que j'en arrive à la rédaction de cette page, les souvenirs de ces trois années de thèse viennent se bousculer dans ma tête : toutes les personnes que j'ai rencontrées, les sorties de terrain sous le soleil, dans le froid, dans la vase, les migraines devant les codes Matlab, les trajets en train entre Brest et Clermont, les heures de rédaction... Tout ce qui fait de cette thèse une expérience unique et incomparable.

Merci tout d'abord aux membres du jury pour avoir accepté d'apporter leur expertise à mes travaux.

Merci à Christophe Delacourt et Pascal Allemand pour leur encadrement et leurs conseils, tant scientifiquement qu'humainement. J'espère avoir été à la hauteur de leurs attentes !

Merci à toutes les personnes qui ont contribué de quelque manière que ce soit à l'aboutissement de cette thèse. Merci au laboratoire Domaines Océaniques pour son accueil chaleureux. Merci à celles et ceux qui m'ont accompagnée sur le terrain : Véronique, Jérôme, Serge, Bernard, Philippe, Manu, Clémence...

Merci également à tous ceux qui, de près ou de loin, se sont intéressés (ou s'intéresseront) à ce travail.

Merci à ma famille et à mes amis (Aurore, Damien, Arnaud, Cédric(s), Helen, Romain, Guillaume, Yann et tous les autres) pour leur soutien moral, tacite mais indubitable et ô combien précieux !

Merci tout particulièrement à Damien pour sa lutte obstinée contre la fadeur et la monotonie au travail... Celles et ceux ayant eu l'occasion de connaître notre bureau, les courses de sachets de thé, les conceptions de récupérateurs de billes, le saucisson Netto, les Vendredis après-midi musicaux, les collections saugrenues et autres expériences dignes de "C'est pas sorcier" me comprendront à demi-mots...

Et enfin, pour ma sœur à qui je dédie ce mémoire :

"Un seul mot, usé, mais qui brille comme une vieille pièce de monnaie : merci !" (Pablo Neruda).

Résumé

Dans un contexte d'anthropisation croissante de la frange littorale, et d'intensification des risques côtiers, la mise en oeuvre de politiques de Gestion Intégrée des Zones Côtières (GIZC) s'impose. Cette gestion se concrétise notamment par un suivi de l'évolution littorale, nécessitant des techniques adaptées à ce type d'environnement et permettant de mesurer les variations morphologiques mais également de mieux comprendre les processus mis en jeu.

Cette thèse s'inscrit dans la problématique de développement de méthodes d'observation et de quantification de l'évolution morphodynamique. Elle se focalise sur un suivi 3D à très haute résolution spatiale de l'interface Terre-Mer au niveau d'une plage sableuse, de l'échelle journalière à pluri-annuelle. Les méthodes proposées s'appuient sur des techniques de télédétection : stéréo-photogrammétrie depuis un drone hélicoptère, acquisitions au Scanner Laser Terrestre (TLS) et acquisitions au Sondeur Multi-Faisceaux (SMF) petits fonds sur les parties immergées de la plage. Pour chacune de ces techniques, nous avons élaboré un protocole spécifique d'acquisition et de traitement des données aboutissant à la génération de Modèles Numériques de Terrain (MNT), puis de MNT différentiels diachroniques. Cette approche multi-source permet de fusionner les données terre-mer (sur une frange s'étendant du haut de plage à 15 m de profondeur) et offre ainsi une vision synoptique des transferts de matière au sein du compartiment sédimentaire.

Les techniques présentées ont été mises en oeuvre à la Plage de Porsmilin (Mer d'Iroise). Les résultats des levés récurrents ont fait l'objet d'une analyse de la variabilité morpho-sédimentaire à différentes échelles spatio-temporelles. Le suivi de la cellule sédimentaire a permis de déterminer la profondeur de fermeture à l'échelle annuelle et d'identifier les tendances saisonnières. Aux échelles spatio-temporelles plus fines, nous avons pu étudier l'évolution de figures sédimentaires telles que des bermes ou des croissants de plages. Autant que possible, chaque observation s'accompagne d'une identification du (des) forçage(s) hydrodynamique(s) sous-jacent(s).

Abstract

With an increasing population in the littoral fringe and growing coastal risks, there is a pressing need for the development of effective coastal integrated monitoring strategies. This monitoring is underpinned by recurrent surveys, with techniques suited to such environment, measuring changes and allowing a better understanding of the underlying processes.

To address this issue, this thesis focuses on the development of methods of survey and of quantification of morphodynamic evolution. It is centred around a very-high resolving 3D monitoring of the land-sea interface. Specifically, this research has concentrated on remote-sensing techniques : stereo-photogrammetry with a drone, terrestrial laser scanning and shallow-water multi-beam echosounding above the subtidal beach. For each technique, specific protocols of data gathering and data processing have been developed to compute Digital Elevation Model (DEM) and then differential DEM. This multi-sensor strategy offers a synoptic view of transfers in the sedimentary cell.

The monitoring methods were applied to the sandy beach of Porsmilin (Mer d'Iroise). The results of the recurring surveys were explored to analyse the morpho-sedimentary variability at different spatial and temporal scales. The monitoring of the sedimentary cell results in the determination of closure depth (at annual scale) and in the identification of seasonal tendencies. Considering greater spatio-temporal scales, sedimentary features such as berms or beach cusps have been studied. As far as possible, each observation of topographic variations is linked to the underlying hydrodynamic forcing.

Sommaire

Remerciements	1
Résumé	5
Abstract	7
Sommaire	9
Introduction générale	15
I. Paramètres de contrôle de la dynamique d'une plage sableuse	19
Introduction	19
I.1- Principaux processus dynamiques côtiers	21
I.1-a/ Courants radiationnels	21
I.1-b/ Marées et courants gravitationnels	21
I.1-b/1. Phénomène de marée	21
I.1-b/2. Courants de marée	22
I.1-c/ Vent	23
I.1-c/1. Transport éolien	23
I.1-c/2. Courant de dérive	23
I.1-c/3. Génération de vagues et houles et propagation en zone littorale	24
I.2- Processus sédimentaires	30
I.2-a/ Origine et classification des sédiments marins	30
I.2-b/ Transport sédimentaire	31
I.2-c/ Formulation théorique simplifiée de la mobilité sédimentaire marine	33
I.2-c/ 1. Contrainte de cisaillement exercée par les courants	35
I.2-c/ 2. Contrainte de cisaillement exercée par les vagues	36
I.2-c/ 3. Contrainte induite par la superposition houle - courant	38
I.2-c/ 4. Mise en mouvement des particules	38
I.2-c/ Formulation théorique simplifiée de la mobilité sédimentaire éolienne	40
I.3- Impacts de l'anthropisation	42
I.4- Problématique du suivi en zone littorale	44
Bilan	47

II. Techniques THR de suivi en zone littorale	51
Introduction	51
II.1- Etat de l'art des techniques "classiques" de mesure topographique	53
II.1-a/ Tachéomètre	53
II.1-b/ GPS	54
II.1-b/ 1. Fonctionnement de base du positionnement global	54
II.1-b/ 2. GPS différentiel par la phase (DGPS)	55
II.1-c/ Suivi par profils transversaux	58
II.2- DRELIO	59
II.2-a/ Développements instrumentaux	59
II.2-a/ 1. Plate-forme	59
II.2-a/ 2. Contrôle du vol	61
II.2-a/ 3. Capteurs d'imagerie	63
II.2-b/ Protocole de mesure	63
II.2-c/ Protocoles de traitements	66
II.2-c/ 1. Pseudo-géoréférencement	66
II.2-c/ 2. Chaîne de stéréo-restitution	69
II.2-d/ Application à la bathymétrie petits fonds	78
II.3- Scanner Laser Terrestre (Terrestrial Laser Scan : TLS)	82
II.3-a/ Principe de la mesure laser	82
II.3-b/ Fonctionnement du Scanner Laser Terrestre	83
II.3-c/ Mise en oeuvre du TLS	87
II.3-c/ 1. Protocole d'acquisition	87
II.3-c/ 2. Optimisation du protocole d'acquisition	88
II.3-d/ Protocole de traitements	92
II.3-d/ 1. Géoréférencement des données	92
II.3-d/ 2. Assemblage des données	94
II.3-d/ 3. Filtrage des données	95
II.3-d/ 4. Création du MNT	96
II.4- Suivi de la zone sub-tidale au sondeur multi-faisceaux	99
II.4-a/ Principe de la mesure sondeur	99
II.4-a/ 1. Mesure acoustique d'une profondeur	99
II.4-a/ 2. Architecture du Sondeur Multi-Faisceau (SMF)	100
II.4-b/ Capteurs auxiliaires	102
II.4- c/ Acquisition et traitement des données bathymétriques	104
II.5- Fusion de données Terre - Mer	107
Bilan	110

III. Comparison of some very high resolution remote sensing techniques for the monitoring of a sandy beach	115
Avant-propos	115
Abstract	116
Introduction	116
1. The use of the DEM in coastal monitoring	118
1.1 - The use of DEMs for academic studies	118
1.2 - The use of the DEM in practical applications	119
2. Constraints upon beach monitoring	119
2.1 - External constraints set by the environment	119
2.2 - Technical and material constraints	120
3. Monitoring techniques: assets and drawbacks	120
3.1 - Study site and its hydrodynamical context	120
3.2 - DGPS (Differential Global Positioning System) survey	121
3.3 - Aerial Photogrammetry using an unmanned helicopter : DRELIO	123
3.4 - Terrestrial Laser Scanning	124
3.5 – Multi-beam echo-sounder bathymetry	125
4. INTEGRATED BEACH MONITORING	127
4.1 – Main sources of error in DEM realization	127
4.2 – Comparison of the methods	127
4.3 – Diachronic DEM differencing	132
5. DISCUSSION AND CONCLUSION	133
Acknowledgement	133
IV. Conditions hydrodynamiques et évolutions morphologiques	141
Introduction	141
IV.1- Zone d'étude et contexte du suivi	143
IV.1-a/ Présentation de la zone d'étude : la plage de Porsmilin	143
IV.1- b/ Chronogramme des acquisitions	146
IV.1- c/ Contraintes hydrodynamiques	148
IV.2- Analyse statistique descriptive de la variabilité morpho-sédimentaire	153
IV.3- Analyse volumétrique de la variabilité morpho-sédimentaire	156
IV.3-a/ Suivi à moyen terme, de l'échelle mensuelle à annuelle	156
IV.3- a/ 1. Suivi de l'ensemble de la cellule sédimentaire	156
IV.3- a/ 2. Suivi des zones inter-tidales et supra-tidales	159
IV.3-b/ Suivi à l'échelle journalière	164
IV.3- b/ 1. Activité des chenaux d'exfiltration	164

IV.3- b/ 2. Evolution d'un système de croissants de plage	167
IV.4- Synthèse des interactions entre forçages hydrodynamiques et transferts sédimentaires	175
IV.4-a/ Bilan du suivi à Porsmilin	175
IV.4-b/ Discussion de la méthode de suivi	176
Bilan	179
Discussions et Conclusions	183
Annexes	191
A.1/ Lexique non-exhaustif relatif au domaine littoral	191
A.2/ Caractéristiques matérielles	194
A.3/ Organigramme détaillé de la chaîne de traitement par stéréo-photogrammétrie	199
A.4/ Calculs complémentaires pour le TLS	202
A.4/ 1- Résolution au sol du nuage de points	202
A.4/ 2- Traitement de l'intensité du signal retour	203
A.4/ 3- Evaluation de l'erreur instrumentale et de l'erreur de recalage	205
A.5/ Forçages hydrodynamiques à Porsmilin de 2005 à 2010	207
A.6/ Accès à la donnée	213
A.6/ 1- "Pôle Image Doc"	213
A.6/ 2- Portail du Pôle Image	214
A.7/ Article : "DRELIO: An Unmanned Helicopter for Imaging Coastal Areas"	216
Bibliographie	225
Tables des illustrations	239

Introduction générale

Introduction générale

Il n'existe à l'heure actuelle aucune définition précise de ce qui relève spécifiquement de l'espace littoral (Catanzano et Thebaud, 1995). Cette absence de définition formelle peut s'expliquer par la complexité à s'accorder sur une définition unique, tenant compte de la mosaïque d'intérêts, de contraintes et d'interdépendances associés à la zone côtière, mais aussi par l'évolution constante du trait de côte sous l'effet d'un certain nombre de facteurs naturels et anthropiques (Paskoff, 1998). Le littoral peut donc être appréhendé comme une zone de transition entre terre et mer, interface géostratégique de première importance en raison des enjeux socio-économiques qu'elle représente.

La frange littorale étant exposée à nombreux aléas naturels, les risques se sont intensifiés depuis quelques années avec l'augmentation de la pression anthropique. La nécessité d'anticiper ces risques, associée à une prise de conscience environnementale, accélère l'émergence de politiques de Gestion Intégrée des Zones Côtières (GIZC). Dans ce contexte, l'amélioration des connaissances et le développement d'outils et de méthodes de suivi de l'évolution littorale sont devenus des problématiques majeures et stratégiques en termes d'aménagement du territoire et de recherche fondamentale.

En raison de la diversité d'échelles spatio-temporelles des mécanismes de forçage hydrodynamique façonnant le littoral, un suivi exhaustif implique donc de considérer toutes les échelles de temps et d'espace, depuis l'échelle des temps géologiques jusqu'à l'échelle événementielle (tempête, marée, vague...) et depuis l'échelle globale jusqu'à l'échelle "infra-plage".

Ce travail se focalisera essentiellement sur l'évolution de l'échelle journalière à pluri-annuelle de la morphodynamique du continuum terre-mer d'une plage sableuse de la Mer d'Iroise : Porsmilin. Cette étude a pour ambition non seulement de quantifier les variations morphologiques et les transferts sédimentaires associés, mais également d'identifier les processus hydrodynamiques à l'origine des changements observés. Le suivi a été réalisé par des acquisitions récurrentes de données topographiques, à partir desquelles ont été générés des Modèles Numériques de Terrain (MNT).

Afin d'observer, outre l'évolution globale du système, des variations de faible ampleur et/ou des structures très locales, les données doivent être acquises avec une haute résolution spatiale (au moins décimétrique) et une grande précision (meilleure que 10 cm). Les méthodes de télédétection semblent tout indiquées pour acquérir ces données synoptiques multi-échelle.

Ainsi, l'objectif de cette thèse est principalement méthodologique et consiste à identifier, mettre en œuvre et évaluer différentes techniques adaptées au domaine littoral et permettant un suivi à Très Haute Résolution (THR) spatiale du continuum terre-mer, de l'échelle journalière à pluri-

annuelle. Ce suivi se concrétise par l'acquisition, le traitement et l'analyse de données multi-sources aboutissant à une quantification des transferts sédimentaires.

Ce mémoire se décompose en quatre parties :

- une première partie récapitule les principaux paramètres contrôlant la morphodynamique d'une plage sableuse. Naturellement, un certain nombre de forçages hydrodynamiques s'exercent sur les sédiments, conduisant potentiellement à une mise en mouvement et un transport des particules. A ces processus naturels s'ajoutent également les impacts de l'anthropisation. Cette anthropisation du littoral soulève de nouvelles problématiques, liées notamment à l'observation et à la compréhension de l'évolution du domaine côtier afin d'adopter un mode de gestion pertinent et durable de cet espace.

- la deuxième partie décrit les techniques de télédétection mises en œuvre dans le cadre d'un suivi THR d'une plage sableuse. Ce suivi se traduit traditionnellement par l'acquisition de profils de plage transversaux au tachéomètre ou au DGPS. Nous avons de surcroît pu mettre en œuvre des techniques de télédétection permettant un suivi 3D de l'ensemble de la plage, notamment des acquisitions photogrammétriques depuis un drone hélicoptère, des acquisitions au scanner laser terrestre et des acquisitions au sondeur multi-faisceaux petits fonds afin de cartographier la partie immergée de la plage.

- la troisième partie s'attache à évaluer et comparer les performances et l'adaptabilité au domaine littoral des différentes techniques. La grande précision des données autorise le "couplage" de données issues de différents capteurs, permettant ainsi un suivi de l'intégralité du compartiment sédimentaire.

- Après une description de la zone d'étude et du contexte du suivi, la quatrième partie est centrée sur l'analyse de la variabilité morpho-sédimentaire. Cette analyse est menée de deux manières différentes selon le type de données : une étude statistique purement descriptive à partir de profils transversaux et une étude volumétrique à partir de MNT. Systématiquement, nous tenterons d'identifier à quel forçage hydrodynamique les variations observées font écho.

*I. Paramètres de contrôle de la dynamique
littorale d'une plage sableuse*

I. Paramètres de contrôle de la dynamique d'une plage sableuse

Introduction

Qu'elle soit flagrante ou peu perceptible, l'évolution du domaine marin et côtier est permanente et se caractérise par une large gamme d'échelles spatio-temporelles (Fig. I.1).

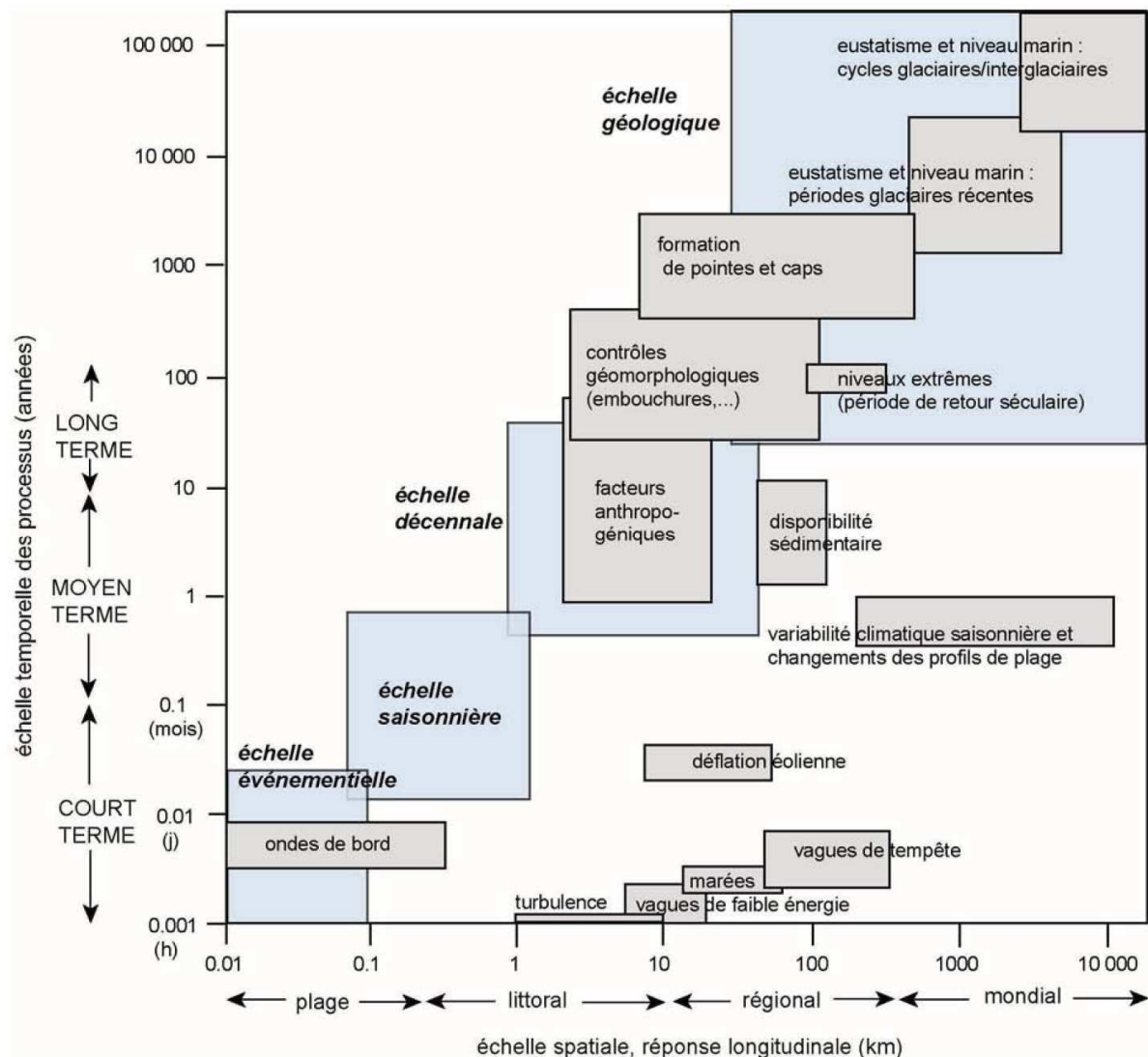


Figure I.1 : Répartition spatio-temporelle des facteurs climatiques, hydrodynamiques, sédimentologiques et anthropiques impliqués dans la dynamique morpho-sédimentaire des littoraux (d'après Fenster et al., 1993, modifié par Dehouck, 2006).

La morphodynamique des plages dont il sera question tout au long de ce mémoire peut se définir comme l'ensemble des changements morphologiques des plages sous l'effet de facteurs hydrodynamiques, naturels ou anthropiques, contribuant à façonner les côtes. Généralement, ces transformations résultent de la combinaison de processus liés à la mer, à l'atmosphère et au continent et s'opèrent à diverses échelles caractéristiques de temps et d'espace (Stive *et al.*, 1991 ; Fenster *et al.*, 1993). De l'intensité des processus moteurs dépend l'ampleur des changements morphologiques affectant la plage. Les épisodes les plus énergétiques peuvent même induire des changements de position des rivages.

Tout au long des temps géologiques, le niveau des mers n'a cessé de varier. Ces variations à très long terme s'opèrent sous l'influence de deux facteurs principaux :

- la modification du volume et le changement de forme des bassins océaniques sous l'effet de la tectonique des plaques (ouverture/fermeture des bassins),
- la variation du volume de l'eau présente dans les océans en fonction des périodes de glaciation/déglaciation (Fig. I.2).

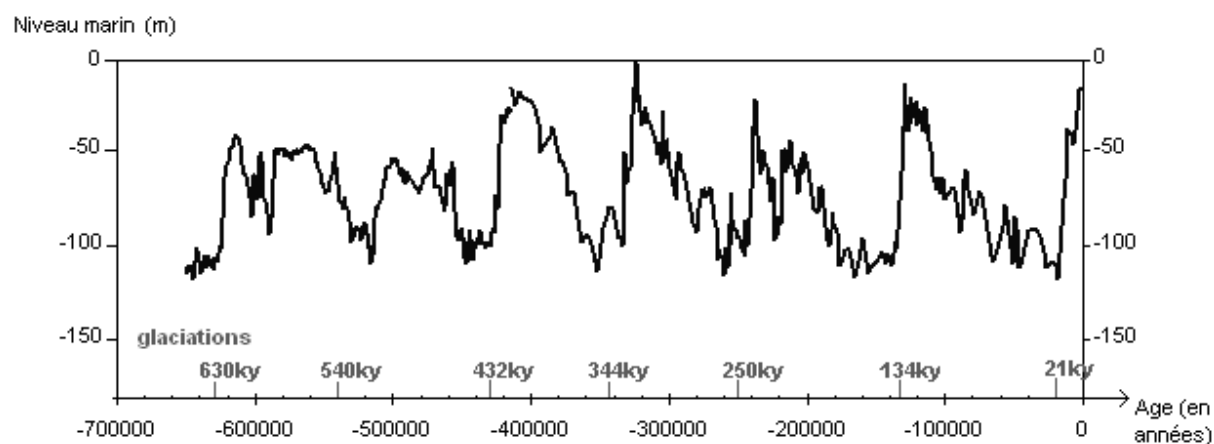


Figure I.2 : Mise en parallèle de l'évolution du niveau marin global (relativement au niveau actuel) et des périodes de glaciation/déglaciation (d'après Bintaja *et al.*, 2005).

A ces mécanismes s'ajoutent les variations du géoïde, les processus permanents de sédimentation/érosion, etc... Les alternances de submersions et retraits ont laissé sur les zones submergées un certain nombre de marqueurs spécifiques permettant de reconstituer un historique des positions successives du trait de côte (Pinot, 1998).

Ces phénomènes ont grandement contribué à façonner le paysage littoral actuel. Toutefois, notre étude étant centrée sur l'échelle journalière à décennale, ces phénomènes relativement lents et négligeables à l'échelle humaine ne seront pas évoqués davantage au cours de ce travail.

Notre propos portera donc plutôt sur la dynamique côtière d'une plage sableuse, de l'échelle journalière à décennale afin de déterminer les tendances actuelles d'évolution de la morphologie des plages ainsi que les processus physiques à l'origine de ces transports sédimentaires.

I.1- Principaux processus dynamiques côtiers

I.1-a/ Courants radiationnels

Les courants sont des processus complexes qui se caractérisent par une forte variabilité spatiale et temporelle, mais également par une grande diversité des mécanismes générateurs.

Les courants dits « radiationnels » regroupent les courants liés aux conséquences, plus ou moins directes, de l'inhomogénéité du rayonnement solaire à la surface du globe et au fil des saisons. Ces variations de rayonnement solaire créent des gradients de températures, de salinité et donc de densité au sein des masses d'air et des masses d'eau, ces gradients étant en partie responsables de leur mise en mouvement (Rossby, 1939 ; Robinson, 1959 ; Pedlosky, 1968 ; Vallis, 2006 ; Holt et Proctor, 2008).

Les courants "radiationnels" peuvent être eux-mêmes subdivisés en :

- une composante permanente issue de la répartition moyenne des systèmes climatiques à la surface du globe,
- une composante périodique ou cyclique due à la succession des saisons, constituant une modulation temporelle de la composante permanente,
- une composante non périodique ayant pour origine les effets météorologiques.

Les composantes permanente et saisonnière constituent ce qu'il est convenu d'appeler les courants généraux. Ceux-ci sont généralement faibles, de l'ordre de 0,05 m/s à 0,25 m/s sur les côtes d'Europe du Nord (Holt et Proctor, 2008). Les courants engendrés par les effets météorologiques (courants de dérive, circulation littorale), quant à eux, sont plus irréguliers puisque directement dépendants du vent, des vagues, etc. et peuvent atteindre des vitesses de l'ordre de ~10 m/s (Rhines et Young, 1982 ; Woods et Strass, 1986 ; Weller et al., 1991).

I.1-b/ Marées et courants gravitationnels

La marée est une variation oscillatoire du niveau de la mer due à l'action gravitationnelle (attraction newtonienne) des astres, notamment la Lune et le Soleil. Ces fluctuations de niveau vont générer des courants de marée que l'on qualifiera de "gravitationnels".

I.1-b/1. Phénomène de marée

La Lune (de par sa proximité avec la Terre) et le Soleil (de par sa masse) sont les principaux acteurs de l'attraction gravitationnelle subie par la Terre. Le rapport entre la force attractive exercée par la Lune et celle exercée par le Soleil est de 2,17 (Lefèvre, 2000). Ces forces sont suffisamment intenses pour déplacer les masses d'eau.

Lorsque le marnage (dénivellation entre la pleine mer et la basse mer) passe par un maximum (~ 5,90 m à Brest), la marée est dite de vive-eau. Elle correspond aux phases de nouvelle lune et de pleine lune appelées syzygies. Elle s'explique par les effets conjugués de la Lune et du Soleil. Lorsque le marnage passe par un minimum (~ 2,8 m à Brest), la marée est dite de morte-eau. Elle correspond aux phases de premier et dernier quartiers de la Lune, appelées quadratures. Elle s'explique par les effets opposés de la Lune et du Soleil.

Donc, à chaque pleine lune et à chaque nouvelle lune, environ tous les quinze jours, les amplitudes de marée passent par un maximum. A chaque premier quartier et dernier quartier, les amplitudes de marée passent par un minimum.

A ces mouvements d'allure régulière se superposent des variations de hauteur d'eau (surcotes et décotes) dont l'amplitude dépend de la topographie des fonds, du contexte hydrodynamique et des conditions météorologiques. Les surcotes sont généralement associées aux zones de dépressions atmosphériques et les décotes aux anticyclones. Ces variations restent ordinairement de l'ordre de quelques dizaines de centimètres mais peuvent atteindre des valeurs supérieures au mètre lors d'événements climatiques extrêmes (1,6 m à Brest lors de la tempête d'Octobre 1987).

Dans le cadre d'un suivi morphodynamique, les mesures sont préférentiellement effectuées pendant les marées de vive-eau. En effet, une plus grande zone de l'estran est accessible à marée-basse pour les mesures terrestres et à marée-haute pour les mesures bathymétriques.

Le but de ce paragraphe n'est pas de présenter en détails le phénomène des marées (Lefèvre, 2000 ; Simon, 2007), d'autant plus que rigoureusement il ne s'agit pas d'un forçage intervenant dans la dynamique côtière. Toutefois, ce processus intervient d'une façon non-négligeable dans l'évolution littorale, d'une part par les courants qu'il génère (cf. I.1-b/2) et d'autre part car les modulations de hauteur d'eau influent sur la position des zones concernées par les forçages. En effet, l'évolution d'une plage au cours d'une tempête sera différente selon que cette tempête se produit pendant une marée de vive-eau ou de morte-eau, marée haute ou marée basse.

I.1-b/2. Courants de marée

Tout comme le phénomène de marée qui les génère, les courants de marée (ou courants gravitationnels) sont périodiques. Au large, sous l'influence de la force de Coriolis, ils sont giratoires, faisant le tour de l'horizon (360°) pendant un cycle de marée. Près des côtes, le courant de marée est alternatif. Le courant accompagnant la marée montante est appelé le "flot", celui accompagnant la marée descendante le "jusant".

Flot et jusant sont généralement symétriques. Leur vitesse est proportionnelle à l'amplitude de la marée, mais varie également en fonction de la morphologie côtière. Ces courants peuvent donc atteindre des vitesses importantes (parfois supérieures à 5 m/s).

I.1-c/ Vent

Le vent intervient à deux niveaux comme agent de la dynamique littorale :

- directement par transport éolien
- indirectement, en générant des courants de dérive et des vagues.

I.1-c/1. Transport éolien

L'érosion éolienne est un phénomène d'arrachement des particules sous l'effet du vent. Ce type d'érosion s'instaure en présence de vents violents et réguliers durant de longues périodes. Cependant l'humidité, la végétation et la morphologie perturbent ces approches théoriques en limitant l'érosion. Le transport éolien est donc difficilement quantifiable a priori.

Pour un sable sec, uniformément exposé au vent et pour une taille donnée de particules, une fois le seuil critique d'arrachement atteint (Bagnold, 1941), le débit solide (i.e. la quantité de matière transportée par unité de temps) croît très rapidement avec la vitesse du vent. En effet, le transit théorique est proportionnel au cube de la vitesse du vent (Bagnold, 1941 ; Kawamura, 1951 ; Zingg, 1953). La faisabilité de ce transport sur le site d'étude de Porsmilin sera évaluée par la suite (cf. I.2-d).

I.1-c/2. Courant de dérive

Les vents sont les principaux moteurs de courants de surface, appelés courants de dérive ou transport d'Ekman (Ekman, 1905 ; Weller et al., 1991). Par viscosité, la friction du vent à la surface libre de l'océan a pour effet d'entraîner les couches superficielles.

La force de Coriolis a tendance à dévier ce courant par rapport à la direction du vent (à droite dans l'hémisphère Nord, à gauche dans l'hémisphère Sud). Cette déviation se propage vers les couches plus profondes avec une diminution progressive du courant induit selon la spirale d'Ekman. Le courant de surface est orienté à 45° par rapport à l'axe des vents et le transport moyen de matière est perpendiculaire à la direction des vents (Fig. I.3). La vitesse de dérive superficielle représente en moyenne 2% de la vitesse du vent générateur (Gross, 1993). Les courants correspondants sont donc généralement faibles (vitesse inférieure au m/s).

En zone côtière, par faibles profondeurs et par vent variable, le courant de dérive en surface est sensiblement orienté dans le lit du vent.

Au voisinage des côtes, le courant de dérive fait apparaître soit une accumulation des eaux à la côte (vent d'afflux), soit une remontée d'eaux profondes (pour compenser le départ des eaux superficielles sous l'effet du vent de reflux). L'établissement de ce courant vertical est appelé « pompage d'Ekman ».

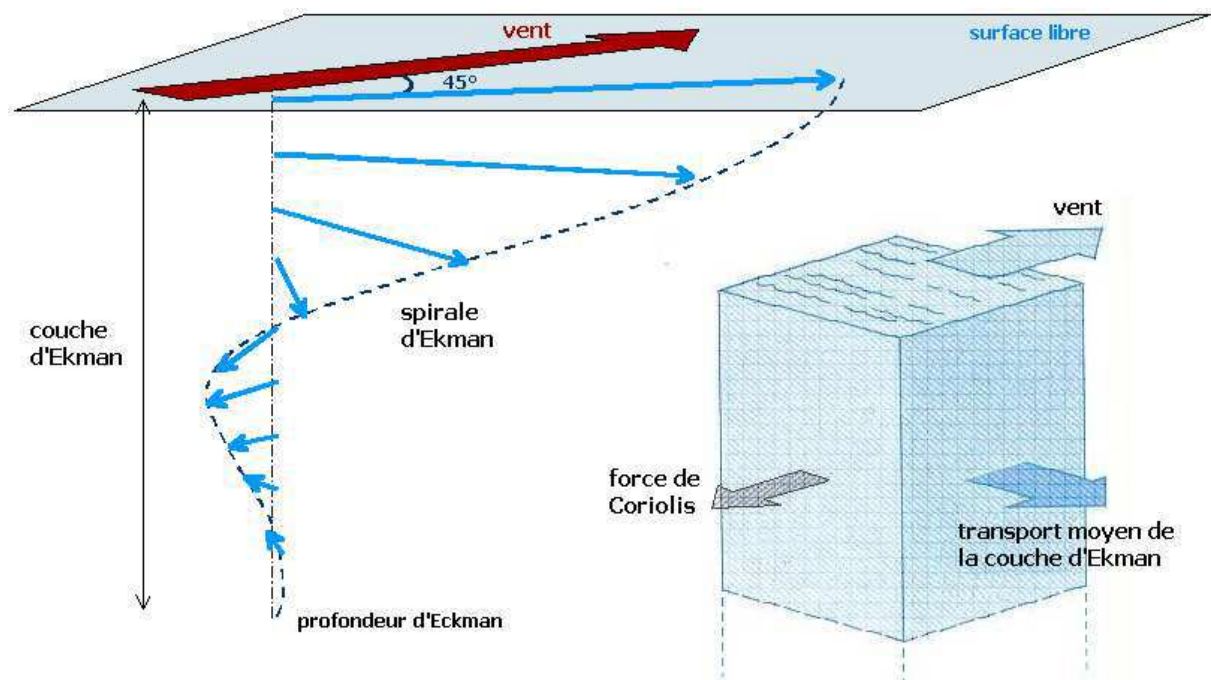


Figure I.3 : Spirale d'Ekman et transport moyen d'Ekman sous l'effet conjugué du vent et de la force de Coriolis (d'après Gross, 1993).

I.1-c/3. Génération de vagues et houles et propagation en zone littorale

- **Génération et propagation**

Les vagues sont générées par frottement du vent à la surface de l'eau, créant ce que l'on appelle une "mer du vent". Ces "ondes de gravité de surface" sont ensuite entretenues par la pesanteur, se matérialisant par des oscillations de la surface de la mer (Kinsman, 1984).

Lors de la formation des vagues, le vent leur transfère une partie de son énergie (de 0,01 à 0,1 W/m²) (Barstow et al., 2008). Lors de leur propagation, les vagues s'amplifient et accroissent leur énergie (atteignant typique 100 kW/m linéaire de front de vagues – Barstow et al., 2008). Cette énergie est dissipée par le déferlement au large et sur les côtes.

Dans un premier temps, les caractéristiques des vagues dépendent des caractéristiques du vent qui les génère :

- durée d'action du vent
- force du vent
- longueur de son action à la surface de l'eau (*fetch*) (Komar, 1976)

Généralement, les vagues sont décrites par les paramètres suivant :

- leur hauteur significative (H ou H_s)
- leur longueur d'onde L
- leur période T ou leur fréquence ν

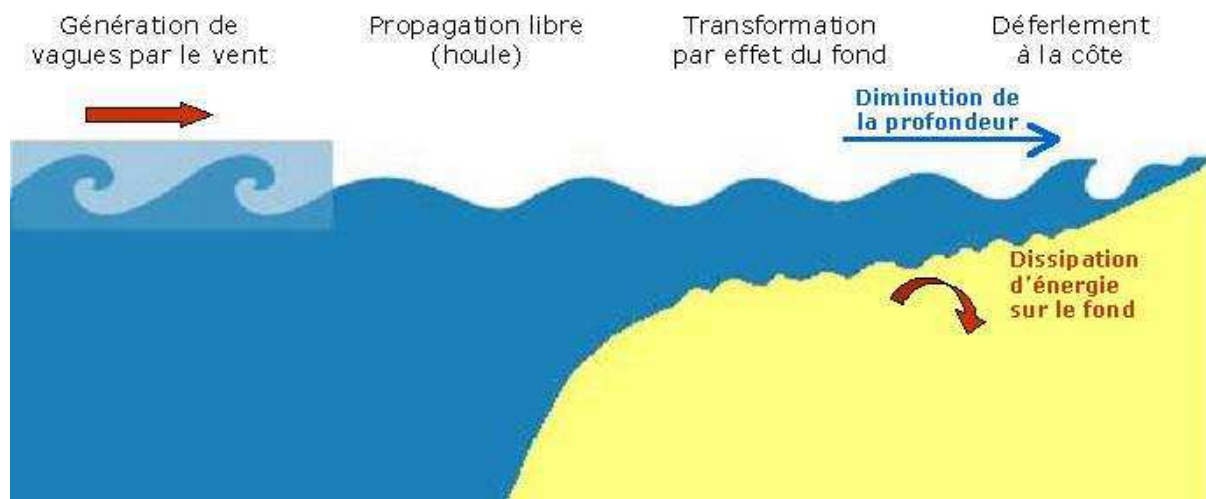


Figure I.4 : Evolution des vagues du large jusqu'à la côte (les échelles verticales et horizontales ne sont pas respectées) (d'après SHOM - F. Ardhuin).

Lorsque les vagues atteignent une zone non-ventée (ou que le vent faiblit), elles continuent à se propager librement sous forme de houle (Fig. I.4). En pratique, il n'y a jamais deux vagues identiques car l'état de mer est généralement la combinaison de houles et de vagues, pouvant se propager dans des directions différentes et interagir avec les courants. Une modélisation réaliste des vagues et des houles s'avère donc extrêmement complexe. Le document *Wave modelling - the state of the art* (Cavaleri *et al.*, 2007) donne un état d'avancement des recherches pour la compréhension et la modélisation des vagues.

Or une telle description ne constituant pas le fond de notre propos, nous nous limiterons ici à une approche très descriptive et comportant de nombreuses simplifications et approximations (sur la viscosité du fluide, sa compressibilité, l'existence de tourbillons, d'interactions non-linéaires, etc.).

A l'approche des côtes, les variations de profondeurs (liées à la remontée du fond) influent sur la propagation des vagues (Fig. I.4 et I.5), provoquant notamment une diminution de leur longueur d'onde, des réfractions de leurs directions de propagation et une augmentation de leur hauteur significative H_s .

La théorie d'Airy donne une représentation très simplifiée de la réalité, valable en principe pour des vagues régulières de faible cambrure et suppose de nombreuses hypothèses : fluide parfait, irrotationnel et incompressible, tension superficielle négligeable, amplitude très inférieure à la longueur d'onde et à la profondeur (Airy, 1841). D'après cette théorie, sous une série de vagues linéaires, sinusoïdales, une particule de fluide décrit une trajectoire circulaire (orbitale) dont le rayon diminue avec la profondeur (Fig. I.5).

Au delà d'une profondeur supérieure à une demie longueur d'onde, l'agitation de l'eau est négligeable. Cette limite inférieure d'action des vagues est située à quelques dizaines de mètres de profondeur. Lorsque la profondeur D diminue ($D < L/2$), l'orbite devient elliptique et l'action des vagues concerne alors toute la colonne d'eau, rendant possible le déplacement de particules sur le fond.

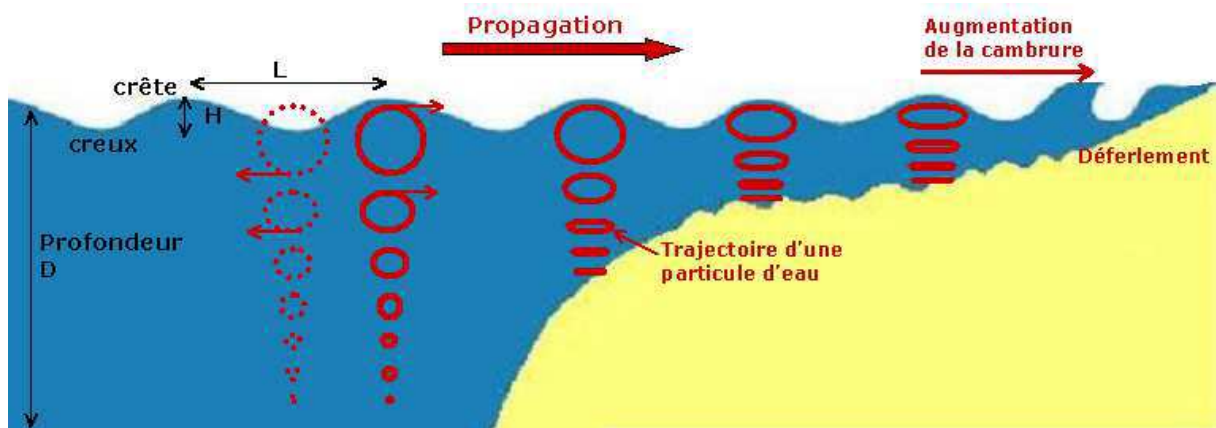


Figure 1.5 : Illustration de la théorie d'Airy (les échelles verticales et horizontales ne sont pas respectées).

La théorie de Stokes (Stokes, 1849) reprend cette approche (au premier ordre) et la complète en prenant en compte les termes non-linéaires.

- **Déferlement et courants associés**

Lorsque les vagues arrivent à la côte et que la profondeur devient très faible, leur cambrure (rapport entre hauteur des vagues et longueur d'onde H/L) augmente, engendrant une déformation des vagues. Lorsque la cambrure atteint un certain seuil (seuil dépendant de la profondeur, généralement entre 0,3 et 0,5 en eaux peu profondes), les vagues deviennent instables et déferlent, couvrant et découvrant alternativement la zone de "jet de rive". Lors de ce déferlement, la vague libère son énergie générant des courants locaux.

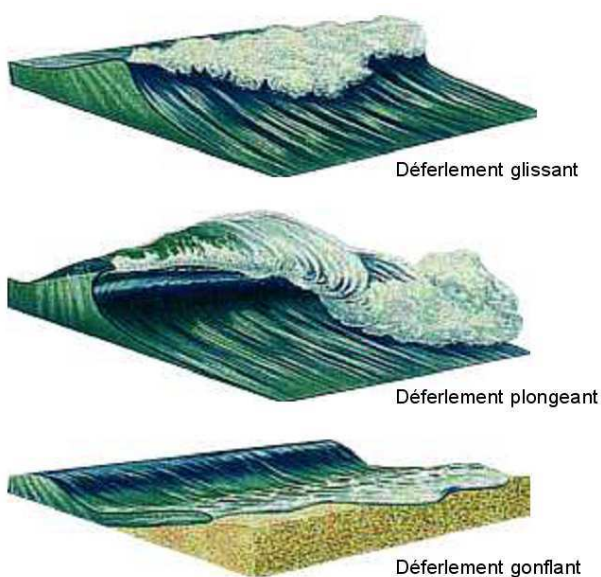


Figure 1.6 : Les différents types de déferlement des vagues au rivage.

Selon la forme du relief sous-marin, le déferlement peut prendre différentes formes (Lacombe, 1950). On distingue (Fig. I.6) :

- le déferlement glissant ou progressif, apparaissant en général pour des fonds peu pentus.
- le déferlement plongeant (formant des "tubes" ou des "rouleaux") qui apparaît pour des fonds moyennement pentus.
- le déferlement frontal ou gonflant sur de fortes pentes (la vague déferle soudainement sur la ligne de rivage).

De plus, lorsque les vagues arrivent à la côte, leur direction de propagation présente généralement un angle par rapport au rivage. L'énergie dissipée par les vagues lors du déferlement génère alors un courant parallèle à la plage ("long-shore"), appelé courant littoral qui peut atteindre facilement des vitesses de 1 m/s. La direction et la force de ce courant dépendent notamment de la direction de propagation des vagues (Komar et Inman, 1970).

Ce courant littoral engendre un important transfert sédimentaire (plusieurs m^3/h - Komar et Inman, 1970) le long de la plage qualifié de "dérive littorale". Ce transport peut être entravé par des obstacles naturels (avancée rocheuse, hauts fonds) ou construits par l'homme (digues, épis) (Fig. I.7).

Si la dérive littorale s'effectue sur une portion restreinte de littoral, les effets d'accumulation du sédiment en amont de l'obstacle sont peu visibles. La plage évolue alors essentiellement de manière transversale ("cross-shore").

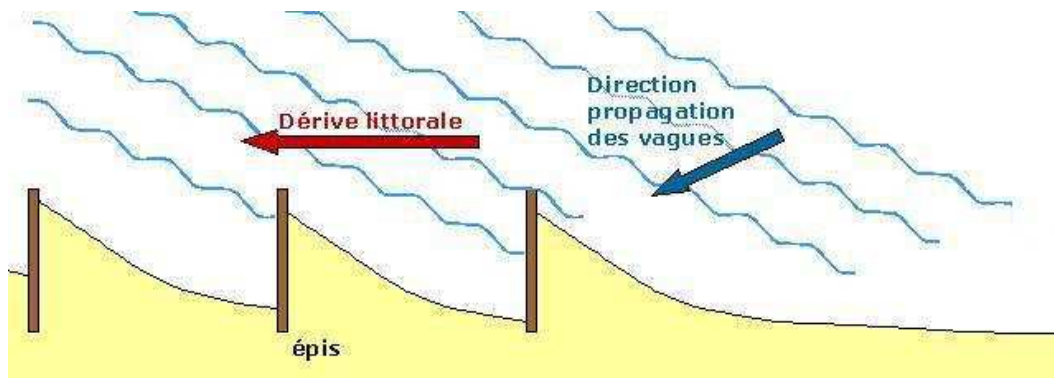


Figure I.7 : Effets des épis sur la dérive littorale.

De plus, le déferlement crée un apport de fluide vers la côte générant une élévation de la surface dans la zone de déferlement ("set-up", de l'ordre de 15% de la hauteur des vagues au large s'ajoutant aux surcotes météorologiques) accompagnée d'une baisse du niveau moyen en arrière de cette zone ("set-down")(Fig. I.8). Cette élévation du niveau moyen crée un gradient de pression perpendiculairement à la plage et orienté vers le large. Pour compenser ce gradient de pression et le flux de masse induit par l'arrivée des vagues, apparaît un courant de retour au niveau du fond ("undertow") (Fig. I.8).

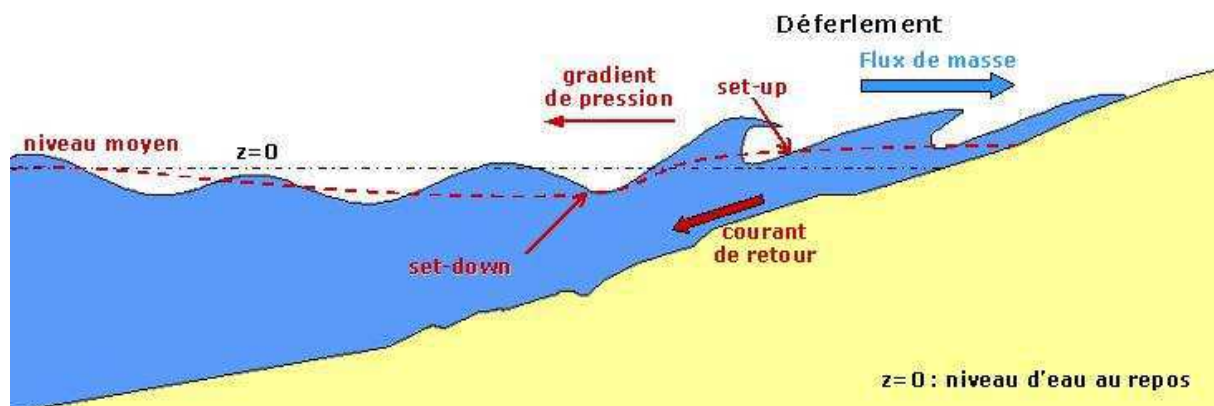


Figure I.8 : Phénomènes provoqués par l'arrivée d'une vague à la côte.

- **Indices de caractérisation hydro-morphodynamique**

De nombreux travaux empiriques ont cherché à définir des paramètres caractéristiques d'un état ou d'un comportement de la plage en fonction des conditions hydrodynamiques. Nous nous contenterons ici d'évoquer les plus couramment utilisés.

- **Paramètre de réflectivité Ω :**

Ce premier indice permet de caractériser les conditions de vagues incidentes, et donc le comportement physique de la plage en résultant, via le degré de réflectivité ou de dissipation de l'énergie de la houle. Le paramètre de réflectivité (ou nombre de Dean) est défini par la formule (Gourlay, 1968) :

$$\Omega = \frac{H_b}{W_s T} \quad \text{Eq. I.1}$$

avec : H_b : hauteur significative de houle au déferlement $H_b \sim H_s$ (m)

T : période de houle (s)

W_s : vitesse de chute du sédiment (m/s)

W_s peut être estimée grâce à la formule de Van Rijn pour un fluide turbulent :

$$W_s = \left[(s-1) g D_{50} \right]^{1/2} \quad \text{Eq. I.2}$$

avec : D_{50} : diamètre moyen des grains (m)

$s = \rho_s / \rho$: densité relative des particules dans l'eau

($s = 2,58$ pour le sable quartzueux)

g : accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m/s}^2$)

Les seuils caractéristiques sont définis comme suit (Wright & Short, 1984) :

- $\Omega < 1$: plage très réflective (déferlement frontal)

- $1 < \Omega < 6$: plage intermédiaire (déferlement plongeant)
- $\Omega > 6$: plage très dissipative (déferlement glissant).

Le paramètre Ω peut aussi être interprété comme la mobilisation de la particule par les vagues pendant sa chute. Cet indice permet de classer les profils de plage transversaux (Wright & Short, 1984). En effet, pour un même Ω , deux profils seraient similaires.

○ **Nombre d'Iribarren ξ :**

Ce paramètre, défini pour les ondes sinusoïdales par Iribarren et Nogales (1949), gouverne à la fois le mode de déferlement, l'amplitude de la vague au point de déferlement et l'élévation du niveau d'eau à la côte induite par l'action des vagues (Battjes, 1974).

$$\xi = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H_b / L_0}} \quad \text{Eq. I.3}$$

avec : $\tan \beta$: pente de la plage

H_b : hauteur significative de houle au déferlement $H_b \sim H_s$ (m)

L_0 : longueur d'onde de la houle au large (m)

Les seuils caractéristiques sont définis comme suit (Masselink *et al.*, 2004) :

- $\xi < 0,4$: déferlement glissant
- $0,4 < \xi < 1$: déferlement plongeant
- $\xi > 1$: déferlement frontal.

I.2- Processus sédimentaires

I.2-a/ Origine et classification des sédiments marins

Un sédiment peut se définir comme un ensemble de particules (d'origine minérale ou organique) libres, ou l'ayant été, déposées après avoir été transportées (Pye, 1994; Pinot, 1998).

- **Les sources de sédiments**

Les particules constitutives d'un sédiment peuvent avoir des origines variées :

- particules clastiques terrigènes provenant d'altération et d'érosion sur le continent,
- particules biogéniques (squelettes carbonatés ou siliceux)
- précipités chimiques ou bio-chimiques à partir des solutés du milieu lacustre ou marin
- et, dans une moindre mesure, les produits de l'activité volcanique, hydrothermale ou, encore plus rare, cosmologique (Biju-Duval, 1999).

Les agents d'érosion (vent, eau, altération chimique, etc.) jouent un rôle prépondérant dans la genèse des sédiments. L'efficacité de ces processus, ainsi que la taille et la composition minéralogique des particules générées dépendent fortement du type de roches concernées, des conditions climatiques (intensité des précipitations, force des vents, action du gel...), de la végétalisation, de l'anthropisation, etc. (Basu, 1985).

- **Classification sédimentaire**

Le matériel particulaire peut-être considéré selon sa composition ou selon sa granulométrie. En effet, les tailles des particules libérées par l'érosion varient de quelques micro-mètres pour les argiles à plusieurs décimètres pour les blocs issus d'éboulement de falaises ou d'explosion volcanique (cf. Tableau I.1).

	éléments fins	sables	gravillons	galets	blocs
composition	vases, limons, silts	grains de silice, fragments calcaire (coquilles)	morceaux de roches plus ou moins roulés		
diamètre	< 63µm	63µm - 2mm	2mm - 2cm	2 - 20cm	> 20cm

Tableau I.1 : Classification granulométrique des sédiments (d'après Augris et al., 2004).

Nous retiendrons ici l'approche granulométrique. En effet, selon l'énergie du milieu, cette granulométrie conditionne les capacités, modes et distances de transport. Les particules de petite taille (vases, silts) sont suffisamment proches les unes des autres pour être soumises aux forces d'attraction électromagnétiques de Van der Waals. Ces sédiments fins ont donc tendance à s'agréger

(ou « flocculer ») ce qui modifie considérablement leur comportement (vitesse de chute, érodabilité...)(Pye, 1994).

Les sédiments évoqués dans cette partie (et dans l'ensemble de cette thèse) seront des sables (quoique la plupart des comportements puissent être étendus à tous les sédiments non-cohésifs).

I.2-b/ Transport sédimentaire

Le transport sédimentaire devient possible lorsque la combinaison des processus participant à la dynamique côtière (évoqués précédemment - cf. I.1) génère une énergie suffisante pour mobiliser et déplacer les particules d'une certaine taille. Pour des sédiments non-cohésifs, plus les particules sont grossières, plus l'énergie nécessaire pour les mettre en mouvement est importante (Bagnold, 1941).

Plus précisément, dans les paragraphes I.2-c/ et I.2-d/, nous verrons que le fluide est capable de mobiliser et transporter les sédiments lorsque la contrainte de cisaillement τ qu'il exerce sur le fond dépasse un seuil critique, τ dépendant de la masse volumique du fluide, de sa viscosité et de sa vitesse.

Le transport peut s'effectuer selon trois modes : soit par roulement, soit par saltation (transport par bonds suite à des chocs successifs), soit en suspension (Fig. I.9).

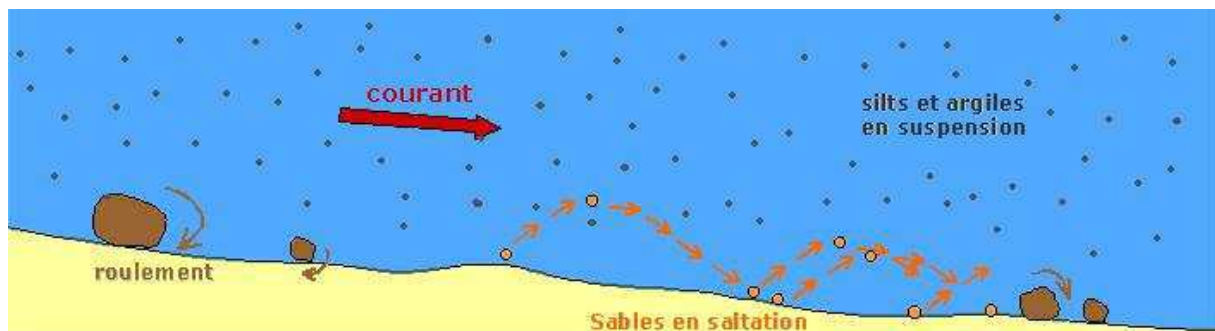


Figure I.9 : Modes de transports sédimentaires selon la granulométrie.

Les transports par roulement et saltation, proches du fond, concernent essentiellement les sédiments grossiers (galets, sables) tandis que la charge en suspension est surtout constituée de sédiments fins (argiles, silt). En effet, les proportions entre ces différents modes de transport varient considérablement en fonction de différents paramètres, notamment le type de particules sédimentaires et la capacité de transport de l'écoulement.

Pour un fluide donné, cette capacité de transport est conditionnée par son degré de turbulence, quantifié par le nombre de Reynolds :

$$R_e = \frac{\rho V h}{\mu} \quad \text{Eq. I.4}$$

avec : ρ : masse volumique du fluide ($\sim 1025 \text{ kg/m}^3$ pour l'eau de mer)
 V : vitesse de l'écoulement (m/s)
 h : profondeur du chenal d'écoulement (m)
 μ : viscosité dynamique du fluide ($\sim 1,07 \times 10^{-3} \text{ Pa.s}$ pour l'eau de mer)

Pour de faibles valeurs de R_e , l'écoulement est laminaire. A l'inverse, des valeurs de R_e élevées sont synonymes d'écoulement turbulent : les filets d'eau se mélangent, forment des tourbillons et ne restent plus parallèles entre eux, ni parallèles au fond. Ceci a une conséquence importante quant à la capacité d'érosion et de transport du fluide: la composante ascendante des tourbillons et filets d'eau maintient les sédiments en suspension ou favorise leur érosion. Selon l'importance de la turbulence, le transport en suspension peut être partiel, continu ou intermittent.

La sédimentation désigne l'ensemble des processus contribuant à l'arrêt du déplacement et au dépôt des particules. La sédimentation de la charge transportée par un courant se produit essentiellement quand la vitesse diminue. Or, cette diminution de vitesse est généralement liée :

- à l'étale de haute mer et basse mer (courant de marée minimum)
- au frottement sur le fond près du rivage
- à la rencontre d'un obstacle naturel ou artificiel.

S'ils sont suffisamment permanents, les modes de transport et de dépôts aboutissent à la constitution de structures sédimentaires avec des figures de dépôt caractéristiques (rides de courants, méga-rides, dunes, croissants de plage...)(Almar, 2009) dont les plus courantes sont récapitulées dans le tableau I.2.

Sur le littoral, il s'effectue notamment un tri granulométrique en fonction de l'hydrodynamisme (Gao et Collins, 1992). Les particules les plus fines sont déposées dans des lieux très calmes (fond de golfe, lagune, marais maritimes) tandis que les éléments grossiers peuvent se déposer dans des eaux plus agitées.

Compte-tenu de la variabilité des conditions hydrodynamiques (variations saisonnières, alternance des courants de marée, conditions de tempête, etc.), la morphologie résiduelle est la somme de différentes formes élémentaires, plus ou moins récentes, traduisant ces variations (Biju-Duval, 1999). Si les sédiments sont transportés au-delà de la limite d'action des houles, l'érosion devient irréversible.

Structure sédimentaire	Echelle spatiale horizontale	Echelle spatiale verticale	Orientation	Granulométrie	Conditions hydrodynamiques
Marques de ruissellement	x 10m	x 1cm	selon pente de la plage		Ecoulement depuis la plage
Rides de courant (<i>asymétriques</i>)	x 10cm	x 1cm	transverses au courant		Courant ~ 0,5 - 0,75m/s
Méga-rides	~ 5 - 20m	~ 0,5 - 1m	transverses au courant	< 300µm	Courant ~ 0,75 - 1m/s
Dunes, barkhanes	~ 1m - x 10m	~ 1m - x 10m	transverses au courant		Courant ~ 0,75 - 1m/s / Vent
Ruban sableux (<i>sable fin sur fond graveleux</i>)	largeur ~ 10 - 100m ; longueur ~ 1km	x 1cm	parallèle au courant	50 - 250µm	Courant > 1m/s
Sillon	largeur x 1m ; longueur ~ 100m - 1km	< 1m	parallèle au courant	vasières	Courant > 1,3m/s
Bancs tidaux	~ 1km	~ 10m	10-20° à droite de l'axe du courant de marée résultant		Asymétrie flot/jusant (équilibre frottements-force de Coriolis)
Rides d'oscillation (<i>symétriques</i>)	x 10cm	x 1cm	transverses au courant		Dues aux vagues
Croissants de plage	~ 1m - x 10m	x 10cm	longitudinalement par rapport à la plage		Plusieurs théories sur processus générateur (<i>cf. IV.3-d/ 2</i>)
Barre, berme	largeur : x 1m ; longueur x 100m	~ 10cm - 1m	longitudinale, migrant vers le haut de plage		Houles de beau temps
Cordon de galet	largeur x 10m ; longueur ~ 100m - 1km	x 1m	haut de plage	> 60mm	Tempête

Tableau I.2 : Principales figures sédimentaires en domaine littoral.

I.2-c/ Formulation théorique simplifiée de la mobilité sédimentaire marine

La mise en mouvement et le type de déplacement des particules (cf. I.2-b) dépendent principalement des caractéristiques du fluide (vitesse, viscosité), de l'écoulement (pente, profondeur) et des sédiments eux-mêmes (taille, forme, densité). Le diagramme de Hjulström (1935) illustre le comportement des particules en fonction de leur taille et de la vitesse du courant (Fig. I.10). Comme souvent en hydrodynamique sédimentaire, ce diagramme a été basé sur des expériences en laboratoire afin de déterminer la vitesse critique de mise en mouvement, i.e. la vitesse minimale d'un courant nécessaire pour mobiliser, transporter et déposer des grains.

Le paramètre essentiel dans le mécanisme d'initiation du mouvement des grains est la contrainte de cisaillement sur le fond τ . Pour qu'un sédiment soit mis en mouvement, la contrainte qu'il subit doit être supérieure à une contrainte critique τ_0 .

Cette contrainte peut être décomposée en un terme dû au frottement laminaire et un terme dû au frottement turbulent (Eq. I.5):

$$\tau = \underbrace{\rho \nu \frac{\partial u}{\partial z}}_{\text{frottement laminaire}} - \underbrace{\rho u' w'}_{\text{frottement turbulent}} \quad \text{Eq. I.5}$$

avec : τ : contrainte de cisaillement (N)

ρ : masse volumique du fluide (1025 kg/m³ pour l'eau de mer)

ν : viscosité cinématique du fluide (1,18.10⁻⁶ m²/s pour une eau de mer à 12°C)

u : vitesse de courant horizontale (m/s)

$u' = du / dt$

w : vitesse de courant verticale (m/s)

$w' = dw / dt$

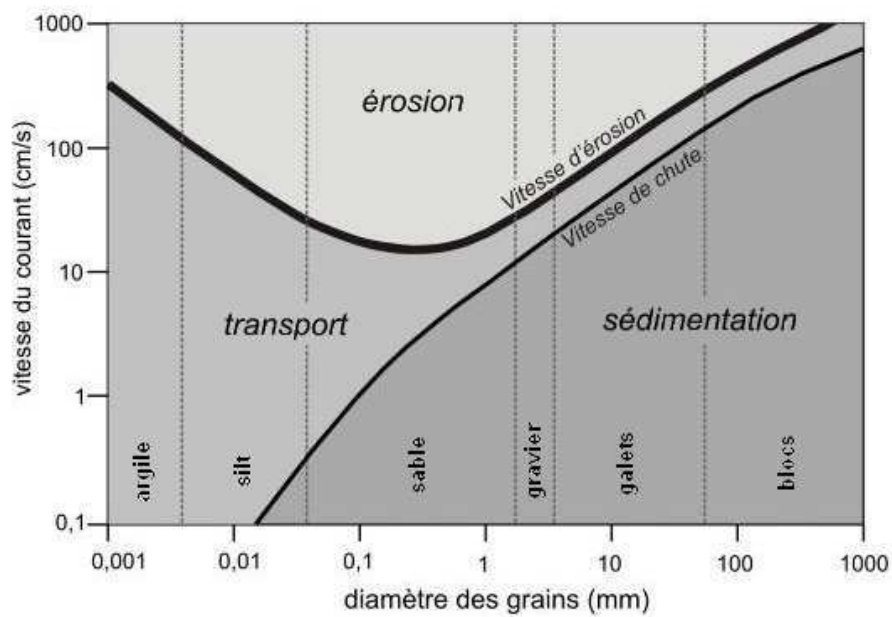


Figure I.10 : Diagramme classique de Hjulström.

En milieu naturel, le frottement turbulent est généralement prépondérant et le terme de frottement laminaire peut être négligé. Au voisinage du fond, $\tau(z)$ est assimilable à une constante et directement liée à la vitesse de frottement u^* par la relation (Eq. I.6) :

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad \text{ou} \quad \tau = \rho u^{*2} \quad \text{Eq. I.6}$$

Physiquement, u^* représente donc l'intensité des frottements turbulents.

I.2-c/ 1. Contrainte de cisaillement exercée par les courants

Dans une colonne d'eau, les courants peuvent être modélisés par un profil logarithmique (Equation de Prandtl - von Karman - Fig. I.11) tel que :

$$u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln \left[\frac{z}{z_0} \right] \quad \text{Eq. I.7}$$

avec : u^* : vitesse de frottement (m/s)

κ : constante de Karman ($\kappa = 0,4$)

z : profondeur (m)

z_0 : longueur de rugosité (m)

D'après la formule de Nikuradse (1933), pour un fond rugueux :

$$z_0 = \frac{k_s}{30} \quad \text{Eq. I.8}$$

avec : k_s : coefficient de Nikuradse ($k_s = 3 \times D_{50}$ pour des sables fins)

D_{50} : diamètre moyen des particules (m)

Les valeurs de k_s et z_0 sont amenées à varier en fonction de la rugosité du fond, de la présence de rides, etc. mais seront considérées comme constantes dans notre étude.

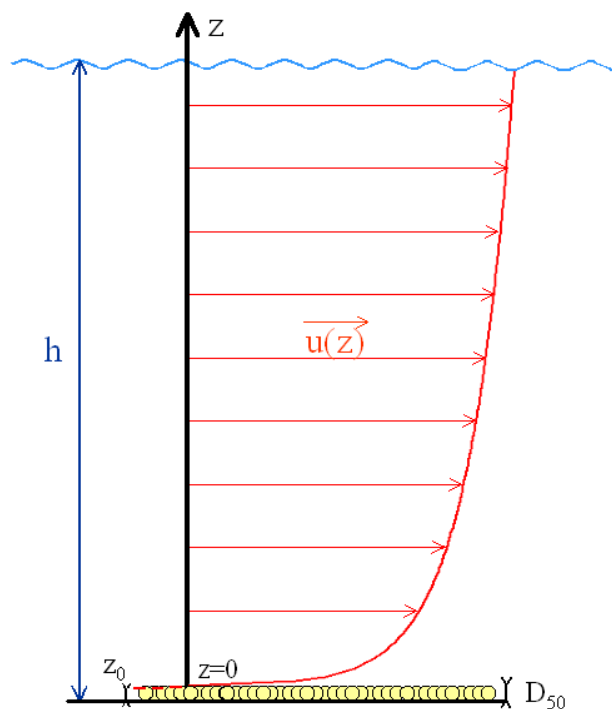


Figure I.11 : Profil des courants dans la colonne d'eau.

Le courant moyen dans la colonne d'eau est donc :

$$\langle U \rangle = \frac{u^*}{\kappa} \ln \left[\frac{h}{ez_0} \right] \quad \text{Eq. I.9}$$

avec : $\langle U \rangle$: courant moyen dans la colonne d'eau (m/s)

h : profondeur de la colonne d'eau (m)

$e = \exp(1)$

u^* : vitesse de frottement (m/s)

κ : constante de Karman ($\kappa = 0,4$)

z_0 : longueur de rugosité (m)

Connaissant la vitesse du courant à une profondeur donnée ou le courant moyen, on peut déduire u^* des équations I.7 ou I.9 et donc calculer la valeur de la contrainte de cisaillement due au courant τ_c (Eq. I.6).

I.2-c/ 2. Contrainte de cisaillement exercée par les vagues

Au même titre que les courants, les vagues exercent une contrainte de cisaillement sur le fond, associée à la vitesse orbitale de houle sur le fond (cf. I.1-d). Le maximum de vitesse orbitale de houle U_b dépend des caractéristiques de la houle (hauteur, longueur d'onde et période) et de la profondeur (Eq. I.10 - Fig. I.12).

$$U_b = \frac{\pi H_s}{T \operatorname{sh}(2\pi h/L)} \quad \text{Eq. I.10}$$

avec : U_b : maximum de vitesse orbitale de houle (m/s)

H_s : hauteur significative des vagues (m)

T : période (s)

L : longueur d'onde (m)

h : profondeur (m)

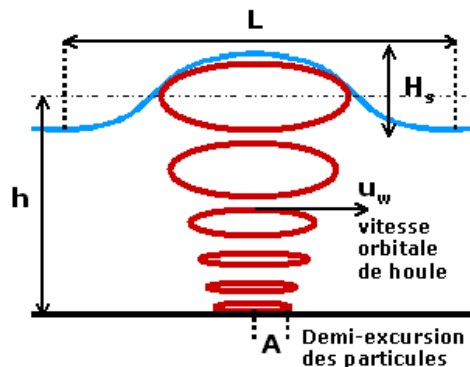


Figure I.12 : Profil des orbitales de houle dans la colonne d'eau.

D'autre part, la demi-excursion des particules fluides sur le fond A (Fig. I.12) est donnée par l'équation (Eq. I.11):

$$A = \frac{T U_b}{2\pi} \quad \text{Eq. I.11}$$

avec : A : demi-excursion des particules sur le fond (m)
 U_b : maximum de vitesse orbitale de houle (m/s)
T : période (s)

Contrairement au cas du courant, le profil logarithmique des vitesses (Fig. I.11) n'a pas le temps de s'établir pendant une période de houle. La relation entre τ et u^* n'est donc pas valable dans ces conditions. Nous adopterons donc la formule du cisaillement exercé par les vagues établie par Jonsson (1966) :

$$\tau_w = \frac{1}{2} f_w \rho U_b^2 \quad \text{Eq. I.12}$$

avec : τ_w : contrainte de cisaillement due aux vagues (N)
 ρ : masse volumique du fluide (1025 kg/m³ pour l'eau de mer)
 f_w : facteur de frottement de houle

En régime turbulent, Soulsby *et al.* (1993) proposent la relation empirique :

$$f_w = 1,39 \left(\frac{A}{z_0} \right)^{-0,52} \quad \text{Eq. I.13}$$

avec : A : demi-excursion des particules sur le fond (m)
 z_0 : longueur de rugosité (m)

Ainsi, à partir de paramètres relativement accessibles (hauteur significative des vagues H_s , période T, longueur d'onde L), il est possible de déduire les paramètres d'agitation sur le fond due aux vagues et, connaissant la nature du fond, de calculer la contrainte de cisaillement subie par les sédiments. Ces formules montrent qu'en période de tempête, caractérisée par des hauteurs de vagues H_s importantes généralement associées à de courtes périodes T, la vitesse orbitale de houle U_b et la demi-excursion des particules sur le fond A augmentent, engendrant une contrainte de cisaillement plus importante.

I.2-c/ 3. Contrainte induite par la superposition houle - courant

L'interaction entre houle et courant n'est pas linéaire et dépend notamment de l'angle φ entre la direction de propagation des houles et la direction de propagation du courant. Dans tous les cas, sous l'effet combiné d'un courant et d'une houle, la contrainte moyenne de cisaillement (τ_m) et la contrainte maximale de cisaillement (τ_{max}) augmentent (Fig. I.13 - Van Rijn, 1989).

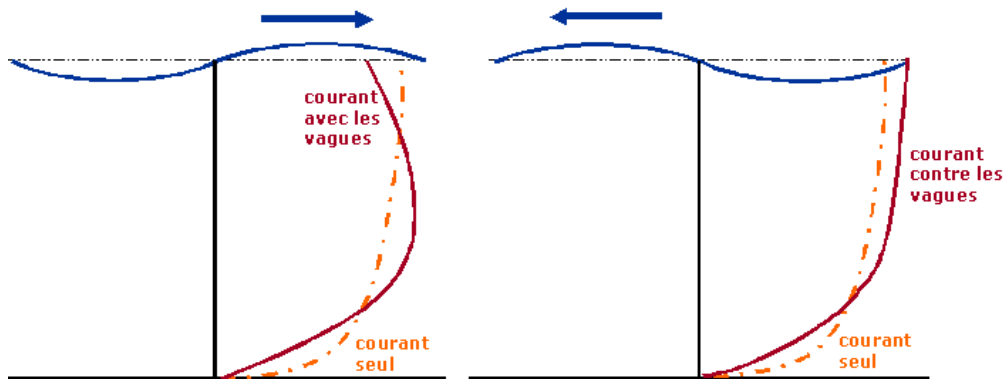


Figure I.13 : Influence des vagues sur le profil d'un courant (d'après Van Rijn, 1989).

Soulsby (1997) a proposé une formulation paramétrique simplifiée de τ_m et τ_{max} , ajustée à 131 données expérimentales :

$$\tau_m = \tau_c \left[1 + 1,2 \left(\frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right) \right]^{3,2}$$

Eq. I.14

$$\tau_{max} = \sqrt{(\tau_m + \tau_w \cos \varphi)^2 + (\tau_w \sin \varphi)^2}$$

- avec :
- τ_m : contrainte de cisaillement moyenne sous l'action combinée houle-courant (N)
 - τ_{max} : contrainte de cisaillement maximale sous l'action combinée houle-courant (N)
 - τ_c : contrainte de cisaillement due au courant (N)
 - τ_w : contrainte de cisaillement due à la houle (N)
 - φ : angle de propagation de la houle par rapport au courant

I.2-c/ 4. Mise en mouvement des particules

Au-delà d'une contrainte de cisaillement critique (et donc d'une vitesse de frottement critique), les particules d'une granulométrie donnée perdent leur équilibre. La plupart des calculs de contrainte critique de mise en mouvement sont basés sur les travaux de Shields (1936).

Shields introduit le paramètre adimensionnel de mobilité θ_s (Eq. I.15) et le diamètre adimensionnel relatif au grain D^* (Eq. I.16). θ_s est relatif à l'écoulement et exprime le rapport entre la force résultant de la cisaillement sur le grain et le poids immergé de ce dernier.

$$\theta = \frac{\tau_{\max} D_{50}^2}{(s-1) g D_{50}^3} = \frac{\tau_{\max}}{(s-1) g D_{50}} \quad \text{Eq. I.15}$$

$$D^* = \left[\frac{(s-1) g}{\nu^2} \right]^{1/3} \quad \text{Eq. I.16}$$

avec : D_{50} : diamètre moyen des grains (m)

ρ : masse volumique du fluide (1025 kg/m³ pour l'eau de mer)

$s = \rho_s/\rho$: densité relative des particules dans l'eau

($\rho_s = 2650$ kg/m³ pour le sable quartzeux)

ν : viscosité cinématique du fluide (1,18.10⁻⁶ m²/s pour une eau de mer à 12°C)

g : accélération de la pesanteur (9,81 m/s²)

Le diagramme de Shields (Fig. I.14) donne le seuil de mise en mouvement sous forme de valeur critique de θ en fonction de D^* . A partir de ce diagramme, on peut retrouver, pour une granulométrie donnée, la contrainte de cisaillement critique permettant la mise en mouvement des sédiments.

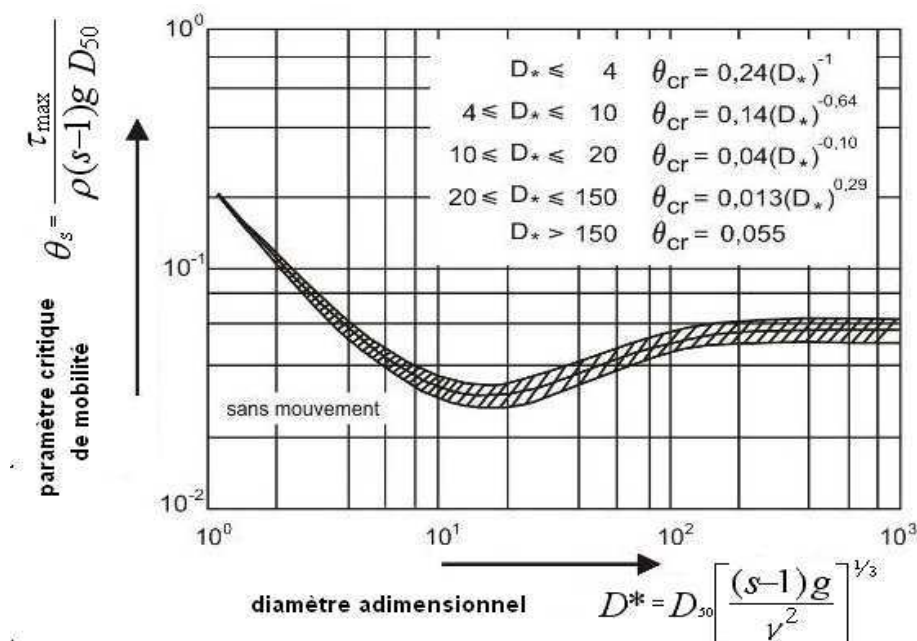


Figure I.14 : Diagramme de Shields.

I.2-c/ Formulation théorique simplifiée de la mobilité sédimentaire éolienne

Le principe de la mise en mouvement et du déplacement des particules sous l'action du vent est assez similaire à la mobilité sédimentaire sous l'action des courants. Le profil des vitesses du vent dans la colonne d'air est de la forme :

$$u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln \left[\frac{z}{z_0} \right] \quad \text{Eq. I.17}$$

avec : u^* : vitesse de frottement (m/s)

κ : constante de Karman ($\kappa = 0,4$)

z : profondeur (m)

z_0 : longueur de rugosité (m)

La contrainte de cisaillement τ est liée à la vitesse de frottement par la relation :

$$\tau = \rho_a u^{*2} \quad \text{Eq. I.18}$$

avec : ρ_a : masse volumique de l'air ($\sim 1,2 \text{ kg/m}^3$ à 20°C)

Plusieurs études ont été menées (Bagnold, 1941 ; Kawamura, 1951 ; Zingg, 1953 ; Belly, 1964 ; Williams, 1964 ; Nalpanis, 1985) afin de déterminer empiriquement la vitesse de frottement critique pour la mise en mouvement des sédiments et la quantité de sédiment transportée (flux sédimentaire ou débit solide). Tsoar et Pye (1987) ont représenté graphiquement les domaines de mobilité sédimentaire en fonction de la taille des grains (Fig. I.15).

Dans des conditions "idéales" (sable sec, uniformément exposé au vent), Bagnold (1941) a montré expérimentalement que pour une taille donnée de particules, une fois le seuil critique d'arrachement atteint, le flux sédimentaire croît proportionnellement au cube de la vitesse du vent (Fig. I.16). De nombreuses variantes de la formule de Bagnold ont été proposées (Fig. I.16) pour des conditions expérimentales légèrement différentes (O'Brien et Rindlaub, 1936 ; Kawamura, 1951 ; Zingg, 1953 ; Belly, 1964 ; Williams, 1964).

En pratique, le degré d'érosion éolienne dépend également de la texture du sol, du relief avoisinant, de l'humidité contenue dans le sol ainsi que du couvert végétal.

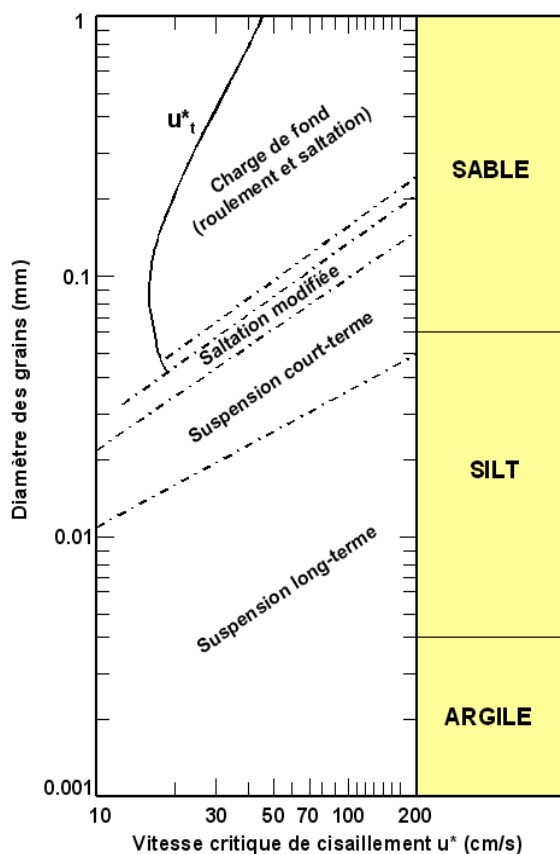


Figure 1.15 : Modes de transport des sédiments en fonction de leur diamètre et de la vitesse de cisaillement (d'après Tsoar & Pye - 1987).

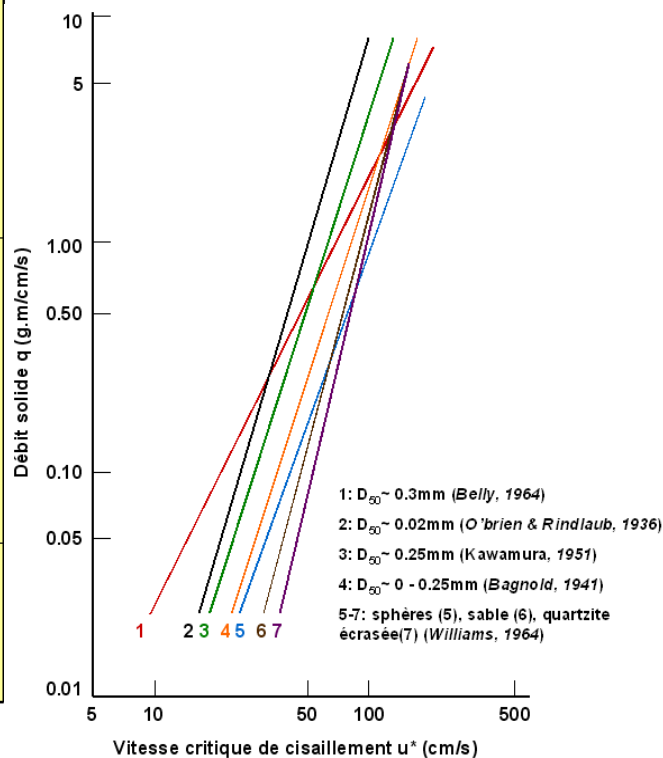


Figure 1.16 : Comparaison de différentes équations de flux sédimentaire transporté en fonction de la vitesse de cisaillement (d'après Pye, 1994).

L'évolution du littoral résulte donc de la combinaison de dynamiques naturelles, mais aussi de l'impact grandissant d'un certain nombre de facteurs anthropiques. En Europe, l'érosion côtière induite par les activités humaines serait même plus importante que l'érosion provoquée par les processus naturels (rapport EUROSION, 2004).

1.3- Impacts de l'anthropisation

L'intérêt croissant porté aux zones côtières résulte essentiellement des forts enjeux socio-économiques qu'elles représentent. En effet, le littoral est un espace très convoité, offrant de nombreuses ressources (pêche, matériaux...), attractif et propice aux différents flux (commerciaux, touristiques). Aussi, la densité de population des communes littorales françaises est-elle près de trois fois supérieure à la moyenne nationale (Grasso, 2009 ; Deboudt, 2010). Dans le même temps, en France, plus de 1700 km de linéaire côtier, soit 24,2% du littoral métropolitain, sont affectés par l'érosion (Observatoire du littoral, 2004).

La préservation de cet espace passe donc par l'identification et la compréhension des processus en jeu, processus naturels mais aussi anthropiques. L'érosion côtière induite par l'homme provient principalement d'impacts cumulés de projets, d'exploitations, d'aménagements ayant des conséquences plus ou moins directes sur le domaine littoral, notamment la diminution des volumes sédimentaires côtiers et la modification des processus hydrodynamiques sous l'effet des activités humaines (Paskoff, 1998 ; Solomon et Forbes, 1999 ; rapport EUROSION, 2004 ; Miller, 2007).

En effet, la construction barrages et retenues sur les fleuves et les rivières jouent le rôle de piège à sédiments et limitent considérablement les apports sédimentaires (Grasso, 2009). De même, les ports, les digues et les conquêtes de terres sur la mer bloquent les sédiments charriés par la dérive littorale. En outre, les constructions industrielles (exemple : Eureka, Californie - Pinot, 1998) et l'installation humaine au plus proche des côtes au détriment des dunes bordières tendent à diminuer encore les réservoirs sédimentaires terrestres et déstabilisent les plages.

D'autre part, les activités de dragage et d'extraction de matériaux de construction (action des sabliers) concourent au déficit de sédiments marins de la cellule sédimentaire, mais aussi, en augmentant la profondeur, à modifier les processus hydrodynamiques locaux. Ponctuellement, la dégradation des fonds marins et la pollution peuvent également influencer sur la dynamique littorale.

Enfin, l'activité touristique s'accompagne généralement d'aménagements de front de mer (routes, parkings, poste de secours...) et d'une régression de la végétalisation de l'arrière plage (oyats) impliquant arasement ou déstabilisation des dunes.

Dans le cas des zones de plages, les "risques" associés à l'aléa côtier sont directement liés au caractère "meuble" du sédiment, certes très attractif, mais très instable. Ainsi, la variation d'un des processus précédemment évoqués peut provoquer une évolution complètement inattendue du littoral et souvent dommageable pour les usagers.

De nombreux organismes et collectivités se sont préoccupés de ce problème des risques côtiers. Afin de protéger les zones les plus sensibles, des politiques d'aménagement littoral ont été mises en oeuvre, se concrétisant généralement ces dernières décennies par la construction d'importants ouvrages "en dur" : digues, épis, brise-lames... En fait de protection, il s'agit surtout de conserver au littoral sa forme actuelle, conforme aux implantations humaines.

Toutefois ces ouvrages nécessitent un entretien régulier et onéreux alors qu'ils n'apportent qu'une réponse très localisée au problème en le déplaçant souvent au voisinage direct, parfois même

en l'amplifiant de par la modification des modalités de transport sédimentaire. De plus, ces constructions prennent rarement en compte la variabilité des processus et les scénarios extrêmes.

Aussi, actuellement, la vision à long terme sur l'impact des défenses "dures" et la prise de conscience environnementale inciteraient plutôt à la mise en œuvre de nouvelles approches (Dubois-Maury, 2001 ; rapport EUROSION, 2004), cherchant un meilleur compromis entre l'efficacité, le coût opératoire et l'impact environnemental (rechargement sableux, drainage de plages...)

Ces nouvelles stratégies de gestion impliquent un approfondissement, à une échelle régionale, de notre compréhension des mécanismes de l'évolution littorale, des risques induits sur les territoires côtiers, de la variabilité de ces mécanismes du global au local sur le temps court et le long terme afin d'appréhender ainsi la réponse du littoral à tel ou tel phénomène (Meur-ferec, 2004 ; Meur-ferec, 2008 ; Almar, 2009 ; Vinchon et al., 2009).

1.4- Problématique du suivi en zone littorale

L'accroissement des enjeux humains et économiques en zone littorale s'accompagne d'une augmentation des enjeux du risque côtier. Depuis les années 60, la France définit donc le cadre d'une « politique du littoral ». Les bases d'une gestion intégrée sont ainsi progressivement jetées (Miossec, 1998 ; Meur-Ferec, 2008). Actuellement, la tendance serait plutôt à la mise en œuvre d'une politique de gestion intégrée du littoral dans la perspective d'un développement durable. En tâchant de concilier les intérêts des différents acteurs de la zone côtière, ce processus vise avant tout à privilégier les choix à long terme.

Il est communément admis que le "littoral" désigne la zone d'interface qui relie la terre à la mer. Il n'existe cependant pas de définition unique de ce territoire, ni de délimitation géographique précise. L'interprétation des termes de "zone littorale" dépend pour beaucoup du domaine concerné : géographique, juridique, biologique, économique, etc. La géomorphologie littorale à laquelle nous nous intéresserons dans ce travail privilégie la dimension physique du littoral, à travers une approche dynamique et systémique (Dauvin et al., 2001). Une telle approche suppose un suivi morphosédimentaire qui constitue un élément essentiel en matière d'aide à la décision pour une gestion intégrée et durable (Koster et Hillen, 1995).

Nous appréhenderons le littoral, et plus particulièrement les plages, comme un milieu physique particulier et hétérogène, dépendant à la fois d'influences terrestres, marines et atmosphériques, une interface où s'affrontent et s'interpénètrent la terre et la mer. Dans ce contexte, la notion de "durabilité" s'appuie essentiellement sur la connaissance et l'anticipation du transit des matériaux côtiers. Il est donc nécessaire de connaître, à un instant donné, le stock sédimentaire émergé et immergé et d'effectuer un suivi temporel des variations de ce stock afin de caractériser le mode d'évolution de la côte (érosion, engraissement ou stabilité) et d'évaluer le volume de sédiments susceptibles d'être déplacés en réponse à tel ou tel processus.

Concrètement, il est impératif d'adopter des référentiels et de mesurer des indicateurs morphodynamiques communs afin de favoriser la compatibilité des informations entre les différents acteurs du suivi littoral (Fig. I.17). Or le choix de limites de référence pose des problèmes de définition. En effet, les délimitations peuvent varier selon le type de côte (sableux, falaises, anthropisé), l'échelle de travail et les besoins des producteurs ou utilisateurs des données. De plus, la frange littorale est une zone très dynamique et par conséquent à "frontières variables" et dont les figures sédimentaires caractéristiques sont continuellement en mouvement (Boak et Turner, 2005).

Le "trait de côte", référence géographique très largement utilisée, est "officiellement" défini comme la laisse des plus hautes mers dans le cas d'une marée astronomique de coefficient 120 et dans des conditions météorologiques normales (pas de vent du large, pas de dépression atmosphérique susceptible d'élever le niveau de la mer) (définition conjointe SHOM - IGN). Il reste cependant difficile à matérialiser sur le littoral car il correspond à une marée théorique ou à des situations exceptionnelles laissant donc peut de d'occasions pour des mesures. De plus, ce trait de

côte n'est pas figé et fluctue en réponse notamment aux agents dynamiques et aux variations du niveau marin relatif. D'autre part, les traits de côtes de référence (BDTopo® IGN et Histolitt) ne sont plus conformes à la réalité à des échelles supérieures à 1/10000, respectivement 1/15000 et nécessiteraient des adaptations locales.

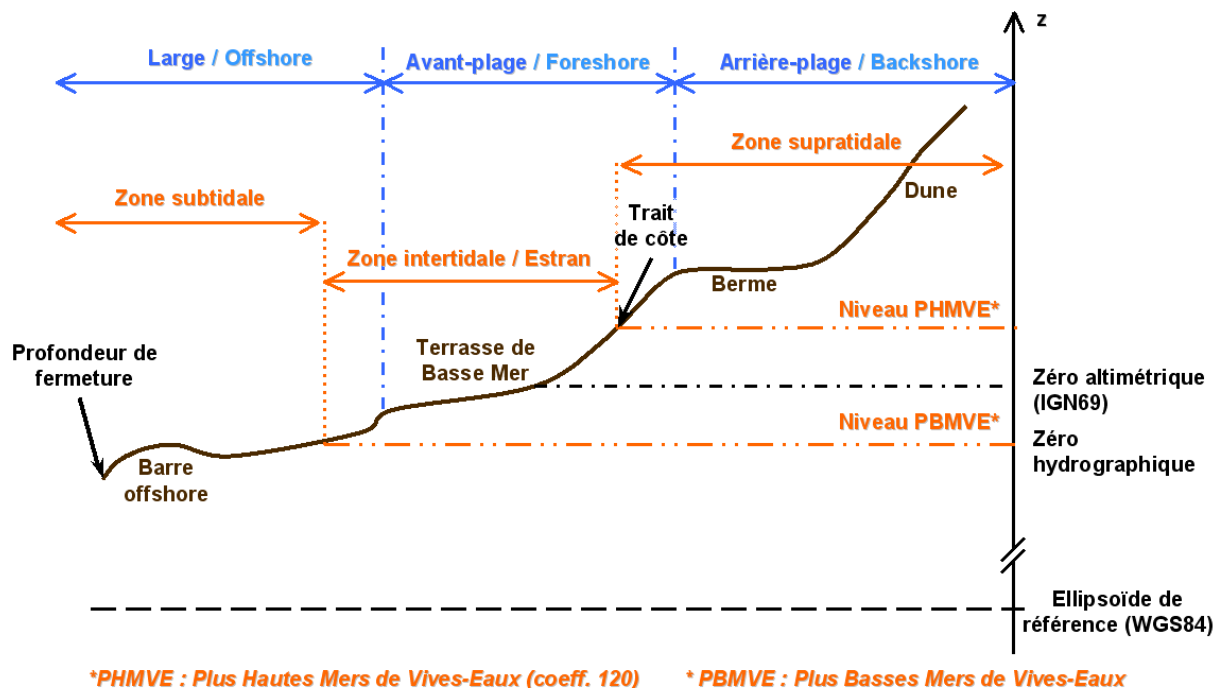


Figure I.17 : Principaux indicateurs morphodynamiques de la frange côtière (les échelles horizontales et verticales ne sont pas respectées).

Par ailleurs, une des particularités des côtes sableuses est que la zone influencée par les processus littoraux est plus étendue que l'estran au sens strict. En effet, le profil de la plage est dans la continuité et la complémentarité du profil d'avant-plage et de la dune (Fig. I.17). L'étude de l'évolution de la plage est indissociable de celle de la zone sub-tidale et de l'arrière-côte. Aux grandes échelles, il apparaît donc plus pertinent non pas de suivre l'évolution d'un indicateur morphologique mais plutôt d'une portion du continuum terre-mer dans sa globalité.

La notion de variabilité morphodynamique des systèmes littoraux dépend donc largement des échelles spatio-temporelles de l'étude. La caractérisation de cette variabilité à différentes échelles de temps et d'espace et la compréhension des couplages entre ces échelles supposent de décrypter les forçages hydrodynamiques à l'origine de ces variations. Or, du fait de la superposition spatiale et temporelle de ces forçages, il est difficile d'identifier quelle "part" de la réponse morpho-sédimentaire est associée à chaque processus. Cette "déconvolution" des différents forçages et de leurs conséquences peut s'envisager moyennant une approche intégrée entre mesure et modélisation à l'échelle spatio-temporelle de chaque processus en jeu. En effet, la modélisation (physique et/ou numérique) permet d'isoler et de comprendre en détails les mécanismes. A partir de là, des simulations de phénomènes à long terme ou des prévisions sont possibles. En contrepartie,

l'observation par mesure systématique à différentes échelles permet de mettre en évidence de nouveaux phénomènes et apporte des données de validation aux modèles théoriques.

La grande diversité d'échelle spatiale des processus intervenant dans l'évolution littorale suppose que, selon l'objet sédimentaire étudié, la précision et la résolution de la méthode de suivi soient en adéquation avec l'ampleur des variations. Ainsi, certaines structures telles que les rides de sables ou les chenaux d'exfiltration, mesurent quelques dizaines de centimètres et requièrent donc un suivi à très haute résolution.

Outre l'échelle spatiale caractéristique des processus, la méthode de suivi doit également prendre en considération leur échelle de temps caractéristique. Une étude exhaustive de l'ensemble des processus intervenant en permanence dans l'évolution littorale suggérerait un suivi continu de l'intégralité du site. De tels systèmes ont déjà été mis en oeuvre, notamment grâce au dispositif vidéo ARGUS (Holland *et al.*, 1997; Rihouey *et al.*, 2009), mais se révèlent très contraignants. En effet, cette méthode requiert une configuration des lieux adéquate ou un aménagement du site de telle sorte que les caméras puissent surplomber la plage (immeubles ou mats fixes sur le front de mer) et suppose également de stocker et traiter d'importantes quantités de données qui s'avèrent n'être pas toutes utiles. Une alternative consiste à échantillonner temporellement les données en effectuant des mesures sporadiques. La stratégie de suivi diachronique doit alors être élaborée de façon à mettre en évidence les couplages entre forçages hydrodynamiques et conséquences morphologiques.

Ainsi, la fréquence des levés doit être accommodée en fonction de l'échelle temporelle des processus étudiés et la méthode de mesure doit être pertinente eu égard à l'échelle et à la forme des changements topographiques. Jusqu'alors, le suivi était traditionnellement réalisé via des profils au tachéomètre ou au DGPS (cf. Partie II.1), longitudinalement ou transversalement à la plage. Les changements transversaux sont ordinairement associés à des périodes d'intensification des forçages (coup de vent, tempête, etc.) alors que les échanges longitudinaux reflètent plutôt des phénomènes à moyen et long terme (constructions, variations des courants, de la dérive littorale, etc.) (Stive et DeVriend, 1995). Toutefois, le suivi par profils suppose une variabilité homogène et unidirectionnelle de la plage ou le "quadrillage" de la zone (Baptista, 2008). Cette méthode implique donc une forte extrapolation. Les nouvelles techniques de suivi par télédétection (cf. Partie II) fournissent généralement une mesure surfacique qui permet de contourner ce problème. De plus, la mesure des variations morphologiques se concrétise généralement par une mesure des volumes de sédiments érodés ou accrétés (cf. Partie IV.3). Or une bonne précision et une haute résolution spatiale permettent de limiter la propagation d'erreurs lors des calculs de bilans sédimentaires (Heritage, 2009).

Bilan

En tant qu'interface entre la terre et la mer où inter-réagissent des facteurs terrestres et marins, naturels et humains, la zone littorale s'avère d'une rare complexité. Le profil d'une côte résulte de la combinaison de processus physiques et d'impacts cumulatifs d'actions anthropiques. Actuellement en Europe, l'érosion induite par les activités humaines s'avère généralement plus importante que l'érosion provoquée par les facteurs naturels (rapport EUROSION, 2004). La tendance observée se résume en une érosion des côtes rocheuses et des plages, et une sédimentation préférentielle dans les estuaires et les baies. Cette tendance pourrait être amenée à changer ou à s'accentuer sous l'effet d'une élévation globale des mers suite aux changements climatiques.

Les enjeux écologiques, anthropiques et économiques associés au domaine côtier et les risques latents rendent indispensables la compréhension et la gestion du littoral. Ceci passe par un suivi du continuum terre-mer pertinent en termes de fréquence, de précision et de résolution spatiale eu égard à l'échelle spatio-temporelle des variations morphologiques et des forçages hydrodynamiques déclencheurs.

II. Techniques THR de suivi en zone littorale

II. Techniques THR de suivi en zone littorale

Introduction

Le contexte de "littoralisation" de l'activité humaine et de changements climatiques globaux s'accompagnant d'un relèvement du niveau marin et de variations de la dynamique océanique justifie pleinement le suivi du continuum Terre-Mer (Ruggiero *et al.*, 2000 ; Rieb et Walker, 2001). En effet, cette interface, et plus particulièrement les côtes meubles, est un espace très évolutif.

D'une part, ce suivi apporte des informations primordiales pour la gestion littorale, pour la protection des côtes ou la définition des plans d'occupation des sols (Hamm *et al.*, 2002 ; Meur-Férec, 2008). D'autre part, les modèles numériques hydro- ou morpho-dynamiques requièrent des mesures *in situ* pour leur calibration et leur validation (Solomon et Forbes, 1999). Les méthodes de suivi peuvent différer selon le type de linéaire côtier (embouchure de fleuve, plage sableuse, falaises, flèches de galets, etc.). Sur les plages sableuses, le suivi se concrétise par une étude des transferts sédimentaires, soit par traçage des éléments, soit par étude des variations morphologiques via des bilans sédimentaires. De tels bilans sédimentaires seront calculés en comparant des Modèles Numériques de Terrain (MNT) réalisés à des dates distinctes. Plus les données acquises seront précises et à haute résolution spatiale, plus les MNT seront représentatifs de la topographie effective (y compris des structures très locales) et plus les bilans sédimentaires calculés seront précis.

Outre fournir des données sur l'ensemble de l'interface Terre-Mer, la méthode d'étude mise en œuvre doit être facilement reproductible et pérennisable, prendre en compte les contraintes inhérentes au domaine littoral (cf. Partie III), permettre une acquisition rapide et autant que possible adaptable à différentes échelles de temps et d'espace. De par leur perception synoptique, les techniques de télédétection sont donc de plus en plus employées pour collecter les informations géométriques, cinématiques et dynamiques des domaines océaniques et côtiers (Dekker *et al.*, 2001).

Souvent privilégiées, les images satellitaires présentent cependant des limitations en termes de résolution spatiale (relativement restreinte malgré les progrès récents), de résolution temporelle, de couverture nuageuse, ou bien d'heure locale d'acquisition... L'utilisation de plate-formes aéroportées résout en partie ces problèmes puisqu'elles permettent d'obtenir des données avec une résolution spatiale inférieure à 20 cm (Casson *et al.*, 2005), soit par LIDAR aéroporté, soit par stéréo-photogrammétrie. Néanmoins, le coût financier, humain et technique de telles missions sur des zones très ciblées peut paraître prohibitif. De plus, le suivi de certaines structures (rides de courant, chenaux d'exfiltration, etc.) requiert une très haute résolution (de quelques centimètres) qui, à l'heure actuelle,

ne peut être atteinte depuis une plate-forme satellite ou aérienne. Enfin, ces méthodes ne permettent pas d'étudier la zone sub-tidale.

Nous adopterons donc une approche multi-source. Les données terrestres seront acquises par stéréo-photogrammétrie ou par Scanner Laser Terrestre (*Terrestrial Laser Scan* - TLS) tandis que le domaine marin sera cartographié par Sondeur Multi-Faisceaux (SMF) petits fonds, l'association de ces données topographiques et bathymétriques permettant de suivre l'intégralité du continuum Terre-Mer.

Le fait de contrôler tous les segments de la méthode de suivi, depuis l'acquisition et le traitement des données jusqu'à la génération de MNT et leur analyse, permet à chaque étape d'adapter au mieux la procédure en fonction de l'objectif visé.

II.1- Etat de l'art des techniques "classiques" de mesure topographique

II.1-a/ Tachéomètre

D'après le *Lexique topographique de l'Association Française de Topographie*, un tachéomètre est un instrument comportant les trois fonctions suivantes :

- fonction de goniomètre (mesure des angles azimutaux et zénithaux)
- fonction de clisimètre (mesure des pentes)
- fonction de stadimètre (mesure des distances, en l'occurrence grâce à un télémètre à visée infrarouge ou à un laser)

La mesure de la position relative d'une cible catoptrique est ensuite obtenue par calcul polaire. Il s'agit d'une mesure relative par rapport à la position du tachéomètre. Cette cible est généralement une mire, placée à une hauteur connue à la verticale du point à localiser (Fig. II.1). Comme pour toutes les méthodes de mesure optique, il faut donc que les points à mesurer restent visibles par le système. Au-delà de 200 à 300 m, il est difficile d'effectuer une visée précise.

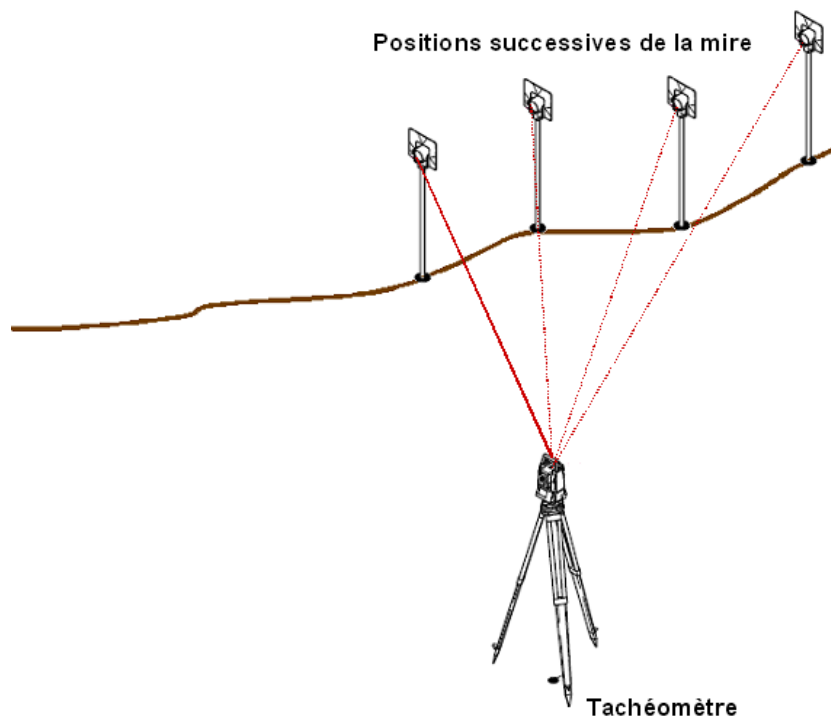


Figure II.1 : Principe d'un levé au tachéomètre.

Le suivi de plage au tachéomètre consiste traditionnellement à acquérir un (ou plusieurs) profils transversaux depuis l'arrière-plage jusqu'au bas d'estran (Fig. I.17 - cf. II.1-c). Les positions relatives mesurées sont ensuite rattachées à un référentiel absolu (connaissant la position de mise en station et d'au moins deux points de calage). En domaine côtier, la précision horizontale et verticale est de l'ordre de 5 cm (Baptista *et al.*, 2008).

II.1-b/ GPS

II.1-b/ 1. Fonctionnement de base du positionnement global

Le GPS (*Global Positioning System*) est un système de géolocalisation à l'échelle mondiale (Duquenne et al., 2005). Ce dispositif peut se décomposer en :

- un **secteur spatial** composé de 24 satellites équipés d'horloges atomiques de très haute précision et émettant en permanence deux ondes porteuses L1 et L2 (respectivement à 1575,42 MHz et 1227,60 MHz). Les ondes porteuses L1 et L2 dérivent de la fréquence fondamentale générée par l'horloge atomique de haute précision du satellite. Deux codes sont modulés sur L1 : le code C/A (*Coarse/Acquisition*) et le code P (*Precision*) ; un seul code est modulé sur L2 : le code P.
- un **secteur de contrôle** constitué par des stations de contrôle et de surveillance qui "poursuivent" les satellites, actualisent leurs positions orbitales, étalonnent et synchronisent leurs horloges;
- un **secteur utilisateur** incluant toute personne utilisant un récepteur GPS afin de capter le signal des satellites. Les capteurs GPS utilisent les différents codes (C/A et P) pour reconnaître les satellites émetteurs et mesurer les temps de parcours.

Selon le degré de précision nécessaire, différentes méthodes existent pour obtenir une position en utilisant le GPS. Toutes ces méthodes reposent sur le même principe de base (Shoemaker, 1975 ; Stansell, 1984 ; Senus, 1985 ; Fang, 1986) : la trilatération qui permet de déterminer la position du récepteur GPS au sol connaissant la distance le séparant d'un jeu de satellites (dont la position est connue). La distance vers un satellite équivaut à ce que le récepteur GPS soit situé à la surface d'une sphère imaginaire dont le satellite est le centre (Fig. II.2). La position du capteur sera donc à l'intersection de trois sphères. Toutefois, il y a quatre inconnues à déterminer pour calculer la position du récepteur : X, Y, Z et T, le temps du récepteur qui doit être recalé par rapport aux horloges atomiques des satellites. Ainsi, le récepteur GPS doit capter le signal d'au moins quatre satellites pour calculer sa position. Cette méthode de positionnement est qualifiée d'« autonome » et offre une précision horizontale de l'ordre de 15-20 m et de l'ordre de 50 m en vertical. En effet, la position ainsi calculée est affectée par un certain nombre d'erreurs :

- les délais de propagation dans l'ionosphère et l'atmosphère (Lin *et al.* , 2006) ;
- les erreurs d'horloge des satellites et du capteur ;
- les trajets multiples lorsque le capteur se trouve à proximité d'une surface réfléchissante de grande dimension ;
- le coefficient d'affaiblissement de la précision (DOP : *Dilution of Precision*) lié à la répartition spatiale des satellites (Fang, 1981 ; Kamat, 1982).

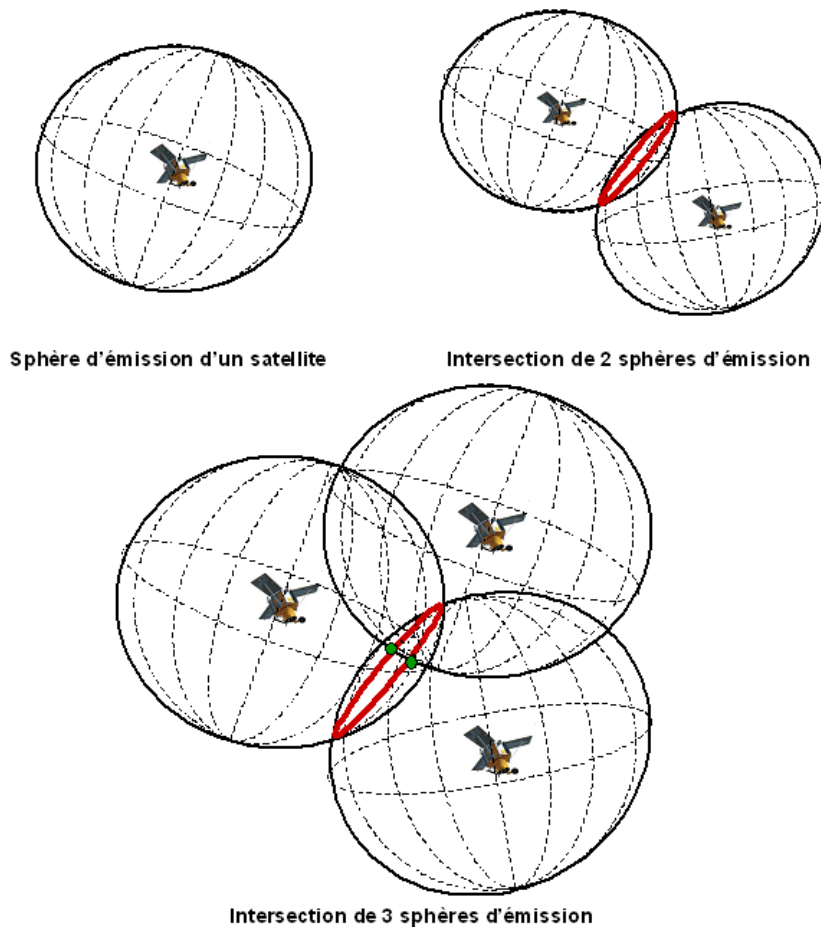


Figure II.2 : Intersection des sphères d'émission des satellites pour le positionnement GPS.

Une telle précision est insuffisante dans le cadre d'un levé topographique pour le suivi côtier. Mais bon nombre de ces erreurs peuvent être atténuées ou même totalement éliminées :

- le ralentissement du signal lors de sa traversée de l'ionosphère et de l'atmosphère peut être calculé en comparant les temps d'arrivée des deux fréquences L1 et L2 ;
- les phénomènes de trajets multiples sont largement réduits en utilisant des antennes spéciales, dites « choke-ring » ;
- les effets de DOP peuvent être minimisés en observant autant de satellites que possible.

A ce stade, la précision est métrique, mais peut cependant être considérablement augmentée par l'emploi de techniques de mesures différentielles.

II.1-b/ 2. GPS différentiel par la phase (DGPS)

Les méthodes de mesure dites « différentielles » reposent sur l'utilisation de deux capteurs :

- l'un installé sur un point fixe appelé « station de base »
- un capteur mobile qui permettra l'acquisition des coordonnées des points à géolocaliser.

Etant situé sur un point connu, le capteur de base peut déterminer à chaque instant les écarts entre sa position réelle et les distances mesurées via le signal satellite. Ces écarts (ou corrections) peuvent être :

- soit enregistrés pour être appliqués *a posteriori* lors d'un post-traitement des données ;
- soit, si le mode RTK (*Real Time Kinematic* - cinématique en temps réel) est disponible, transmis grâce à une liaison radio (ou parfois GPRS, GSM, etc.) au capteur mobile qui les applique aux signaux satellite qu'il reçoit et calcule ainsi sa position avec une plus grande précision (de l'ordre de 2 m) et en temps réel (Fig. II.3).

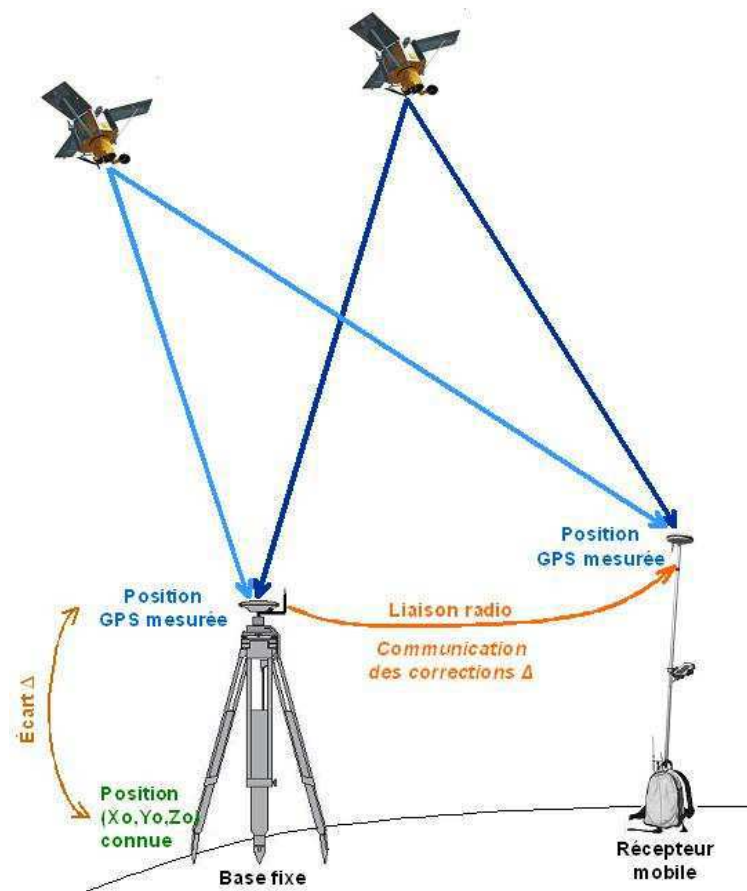


Figure II.3 : Principe du GPS Différentiel (DGPS) en mode RTK.

De plus, l'utilisation de deux capteurs équipés d'une liaison radio permet de calculer différemment la distance satellite-récepteur. Le temps de trajet du signal est mesuré non plus à partir des valeurs binaires des codes C/A et P, mais à partir de la phase de la porteuse qui permet une mesure bien plus précise (Fig. II.4). Jusque-là, les mesures en fonctionnement autonome, trop entachées par les erreurs des horloges du capteur et des satellites, ne permettaient pas de déterminer le nombre de longueurs d'onde de la phase de la porteuse durant son parcours. Le fait que, en mode différentiel, deux capteurs GPS effectuent une mesure vers deux satellites différents permet d'annuler les décalages d'horloge entre capteurs et satellites. C'est le principe des « doubles différences ». Une

fois ce problème de précision résolu, il faut utiliser le signal de plusieurs satellites pour lever l'ambiguïté sur le nombre entier de longueurs d'onde composant chaque signal (Dong and Bock, 1989).

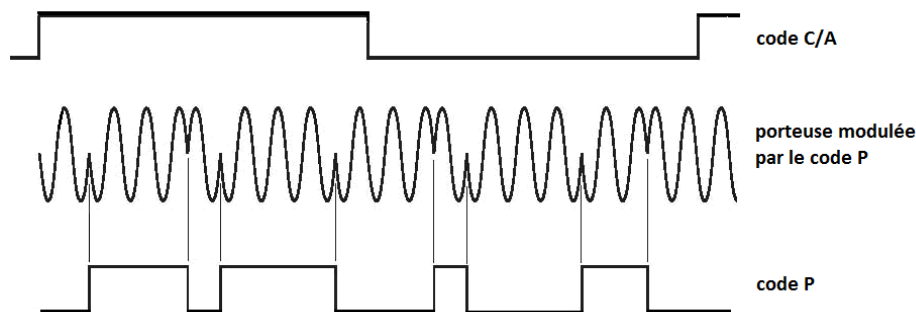


Figure II.4 : Codes émis par le satellite. « Moduler » équivaut à superposer les codes à l'onde porteuse. Les codes étant binaires (+1 ou -1), la phase de la porteuse change à chaque modification de cette valeur.

D'autre part, le mode RTK et la configuration récepteur de base / récepteur mobile reliés par radio permettent d'acquérir rapidement un grand nombre de points. Ce mode permet au mobile de recevoir à la fois les signaux des satellites et de la base et de résoudre les ambiguïtés en temps réel. Le mobile est alors en mesure de fournir et d'enregistrer des positions très précises. Il est nécessaire de maintenir le contact entre récepteur de base et récepteur mobile, sous peine de perdre les ambiguïtés et d'abaisser significativement la précision des positions calculées.

La précision de la méthode de positionnement par GPS différentiel en mode RTK dépend de la distance D entre la base et l'antenne mobile. Avec le matériel utilisé lors des différentes campagnes de mesure, la précision est de :

- horizontalement : $10 \text{ mm} + 1.0 \text{ ppm} \times D$
- verticalement : $15 \text{ mm} + 1.0 \text{ ppm} \times D$

Lors de nos mesures, les distances restent faibles (inférieures à 200 m pour les applications topographiques et inférieures à 1 km pour la bathymétrie), les incertitudes purement instrumentales n'excèdent donc pas 1 à 1,5 cm horizontalement et verticalement. Toutefois, à ces erreurs s'ajoutent les incertitudes liées à l'utilisation à proprement dite (précision du positionnement de la station de base à l'aplomb du point de calage, mesure des hauteurs d'antenne, verticalité de la canne du mobile, etc.). Au final, la précision est évaluée à 2-3 cm horizontalement et 5 cm verticalement.

Ainsi, l'utilisation d'un DGPS en mode RTK permet d'égaler la précision d'un levé au tachéomètre, en permettant en outre une mesure de positions absolues, réalisable par un seul opérateur et n'imposant pas de rester à vue de la station de base. Le GPS est donc devenu un instrument largement utilisé pour le suivi morphodynamique des plages (Morton et al., 1993; Baptista, 2008; Junaidi, 2009; Krueger, 2009; Dornbusch, 2010).

II.1-c/ Suivi par profils transversaux

Le tachéomètre et le GPS sont des méthodes de mesure ponctuelle. La réalisation d'un levé point par point implique donc de ne mesurer qu'un nombre limité de positions permettant de caractériser les transferts sédimentaires. Selon la taille de la plage, l'angle d'incidence des houles et l'importance de la dérive littorale, les mesures sont donc généralement effectuées le long d'un ou plusieurs profils transversaux (*cross-shore*) (Larson et Kraus, 1995 ; Blanc, 1996 ; Emmanuel *et al.*, 2009 ; Di Risio *et al.*, 2010).

L'acquisition étant simple et rapide, elle est facilement répétable avec une fréquence quotidienne ou hebdomadaire et permet donc de recueillir des séries temporelles relativement denses. La représentation sous forme de profils transversaux rend compte de la tendance générale de la plage (érosion / stabilité / engraissement). La moyenne annuelle correspond au profil d'équilibre de la plage indépendamment des "climats de houle" (Larson et Kraus, 1995). Ces profils sont également très utilisés pour l'initialisation ou la vérification de modèles 2D numériques ou analogiques (Grasso, 2009).

Néanmoins, ces profils ne sont pas représentatifs des variations morphologiques selon d'autres directions (dissymétrie des transferts sédimentaires, croissants de plage, etc.). Ils ne permettront donc un bilan volumique que très approximatif par rapport à une mesure 3D.

Outre l'acquisition classique de profils, l'acquisition automatisée (à une cadence donnée) au DGPS RTK a encouragé le développement de plate-formes (quad, planche de bodyboard, roue libre...) permettant un levé plus rapide, voire même une couverture complète de la plage (Baptista, 2008).

II.2- DRELIO

Dès les années 1930-1940, des photographies aériennes des zones côtières commencent à être disponibles. L'échelle et la qualité de ces images ne permettent pas d'étudier le littoral avec une résolution spatiale élevée, mais dans les zones ayant subi d'important changements, elles permettent toutefois de quantifier grossièrement les déplacements du trait de côte.

Actuellement, la plupart des photographies acquises par avion ont une résolution spatiale de l'ordre de 10 cm à 1 m (par exemple, la BDOrtho® IGN). Sur des zones subissant des modifications importantes (recul de falaise, mouvement de dunes...), une telle résolution permet une quantification globale et rapide des évolutions morphodynamiques majeures.

Cependant, l'étude de structures de petite taille (rides de courants, rides éoliennes, chenaux d'exfiltration) ou le suivi de littoraux moins "actifs" requièrent un suivi plus précis et plus fréquent. Dans ce cas, une meilleure résolution et une plus grande récurrence des mesures s'imposent. En outre, la fréquence et l'heure locale des acquisitions satellites ne permet pas d'improviser un levé ou d'envisager un suivi avec une haute résolution temporelle. Quant à l'affrètement d'une plate-forme aéroportée classique, il est relativement coûteux et se justifie davantage pour l'observation de longues portions de linéaire côtier que pour le suivi de zones ciblées.

II.2-a/ Développements instrumentaux

II.2-a/ 1. Plate-forme

L'étude de la morphodynamique sur des zones très localisées requiert des données précises et avec une haute résolution spatiale afin d'observer des structures ponctuelles et d'établir des bilans volumiques réalistes. L'obtention d'une résolution au sol de quelques centimètres impose l'utilisation d'une plate-forme volant relativement lentement (afin d'éviter les effets de filés sur les photos) et à très basse altitude. Cette contrainte en altitude astreint donc à l'utilisation d'un système drone (sans pilote pour respecter la réglementation). Néanmoins, deux principaux inconvénients apparaissent à l'utilisation de ce système : la difficulté à connaître la position exacte de l'appareil, et la limitation du nombre et du poids des capteurs embarqués.

Depuis 2003, le Laboratoire Domaines Océaniques (IUEM - Brest) et l'Université Claude Bernard (Lyon) ont collaboré à la conception et à l'optimisation d'une série de drones topographiques baptisés DRELIO (DRone hELicoptère pour l'Observation de l'environnement - Fig. II.5).



Figure II.5 : DRELIO V en configuration de vol.

Le système DRELIO V (5^e drone de la série ayant effectué les vols dont il sera question ici) peut être décomposé en 4 unités majeures (Fig. II.6) :

- a) un hélicoptère de 1,80 m de longueur et 2 m d'envergure,
- b) un support en tourelle rotative pour les capteurs scientifiques (appareil photographique, caméra),
- c) un système embarqué pour le contrôle du vol (pilote automatique, GPS, gyroscope, magnétomètre),
- d) un système de contrôle au sol (ordinateur, manette de commande, radio).

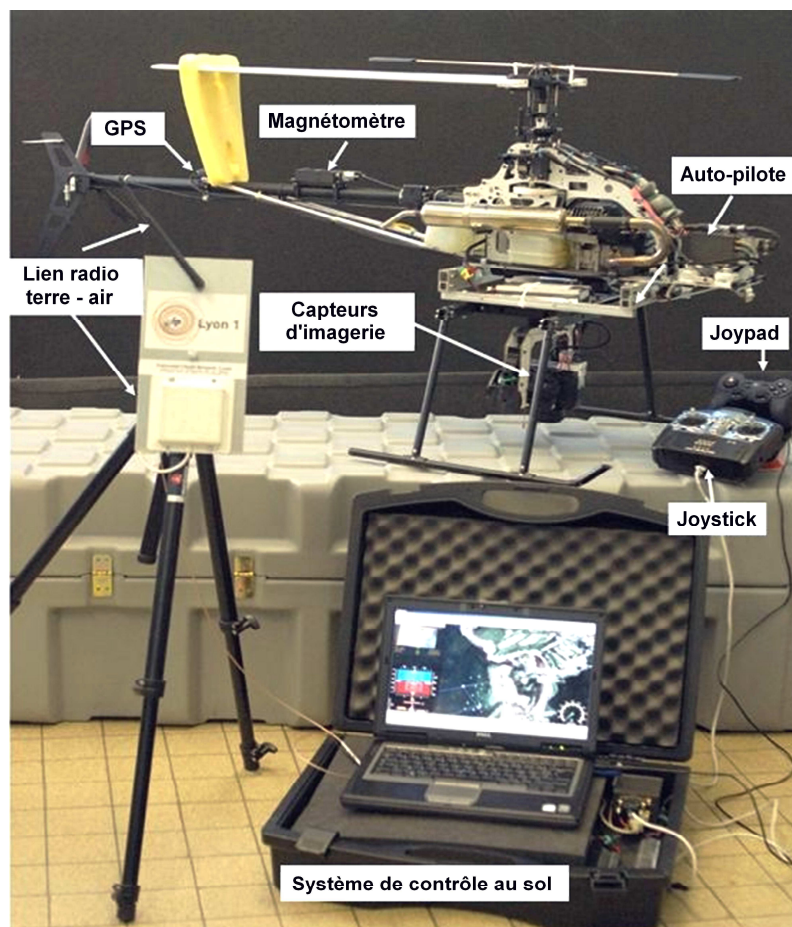


Figure II.6 : Configuration technique de DRELIO.

L'hélicoptère est un modèle thermique acrobatique Vario qui a été stabilisé afin de le convertir en porteur. Pour adapter DRELIO V au domaine marin, il a été protégé de la corrosion par une couche de *Teflon*® et toutes les connexions de câbles ont été isolées. Son poids à vide est de 11 kg, autorisant une charge utile supplémentaire de 5 kg (carburant compris). Afin de limiter les vibrations et d'augmenter la stabilité en vol, la vitesse de rotation des pales a été réduite. La vitesse maximale de DRELIO V est de 70 km.h⁻¹ pour une autonomie d'environ d'une heure. Ce système est peu dépendant des conditions aérologiques, des missions ont d'ailleurs été réalisées avec des vents de 60 km.h⁻¹.

En janvier 2011, un second porteur est entré en activité. DRELIO VI est la copie conforme de DRELIO V si ce n'est sa structure en carbone qui l'a allégé de 1,5 kg, améliorant la souplesse de pilotage.

DRELIO VII, fonctionnel depuis Juin 2011, n'est plus un modèle Vario acrobatique, mais une plate-forme HELIPSE HE-190 de conception plus industrialisée et plus adaptée à un usage professionnel et intensif. Par rapport aux versions précédentes, la structure est conçue de manière beaucoup plus simple, avec une partie moteur découplée (via des amortisseurs souples) de la partie allouée à la charge utile (8 kg dont le carburant).

DRELIO est autant que possible équipé de matériel "grand public" facilement remplaçable ou reproductible. Le drone est équipé de capteurs servant principalement au contrôle du vol et de capteurs à visée scientifique.

II.2-a/ 2. Contrôle du vol

La grande innovation de DRELIO V par rapport à ses prédécesseurs est l'installation d'un auto-pilote opérationnel connecté à des capteurs de pression atmosphérique, un capteur inertiel, un capteur géomagnétique et un GPS autonome. DRELIO peut ainsi décoller de manière complètement autonome, suivre un plan de vol prédéfini (et reproductible) et atterrir. Un lien radio intégré autorise des communications avec la base au sol jusqu'à 10 km de distance. Néanmoins, une fois le plan de vol chargé dans le pilote automatique, toute communication avec le sol est superflue, ce qui augmente donc le rayon d'action au-delà des limites du lien radio. L'auto-pilote réagissant constamment aux moindres variations de conditions aérologiques, le vol est beaucoup plus stable et la qualité des clichés largement améliorée.

En fonction du mode d'utilisation du pilote automatique (manuel, stationnaire, vol planifié), il est possible de contrôler le drone à distance de manière manuelle ou semi-manuelle grâce à un Joystick. A tout instant, si un problème est détecté, il est possible de reprendre le contrôle manuel de l'appareil.

Depuis son lancement en 2008, DRELIO V a subi un certains nombres d'évolutions. Il a notamment été équipé d'une seconde antenne GPS (synchronisée avec celle de l'auto-pilote) et d'une centrale d'attitude MTi 9 composantes, capteur miniature qui permet de mesurer en temps réel, les mouvements (accélération, vitesse de rotation) de la plateforme et de calculer son orientation.

Solidaire de l'appareil photographique, la centrale MTi regroupe 9 capteurs de type MEMS (*Microelectromechanical systems*) : 3 gyroscopes, 3 accéléromètres et 3 magnétomètres. Un module de service permet de synchroniser la seconde antenne GPS, la MTi et l'appareil photographique afin d'associer plus facilement une position et une information d'attitude (avec une précision de $\pm 2^\circ$) à chaque acquisition d'image.

En 2010, cette configuration a connu une phase importante d'améliorations : le second GPS a été remplacé par un DGPS mono-fréquence avec enregistrement de phase permettant un positionnement à 30 cm près. La nouvelle version du module de service synchronise MTi, appareil photographique et DGPS et renseigne (en heure et position) le fichier EXIF de chaque photographie. Cette nouvelle version du module de service permet également de connecter facilement d'autres capteurs (télémètre laser, magnétomètre, etc.).

Avec une exigence de très haute résolution spatiale (~ 2 cm/pixel), malgré ces évolutions la précision en mode dynamique du DGPS embarqué n'est pas suffisante pour une utilisation en stéréoscopie. Pour y pallier, nous utiliserons des points de contrôle au sol (*Ground Control Points - GCP*) afin d'estimer plus précisément la position et l'orientation du capteur.

Toujours dans l'optique d'améliorer le positionnement du drone, des tests ont été réalisés en l'équipant d'un Distancemètre Laser (DL) *Leica DISTO A5* qui fait office d'altimètre (Augereau, 2010). En effet, à certains endroits définis du plan de vol, ce capteur permet de déterminer la distance exacte drone-sol. Cette mesure offre un double avantage :

- sur une zone de faible relief, elle permet de corriger l'erreur du DGPS embarqué (Fig. II.7) et de recalculer l'altitude du drone.
- elle représente non pas l'altitude, mais la hauteur de vol, paramètre bien plus intéressant lorsqu'il s'agit de faire du traitement d'images.

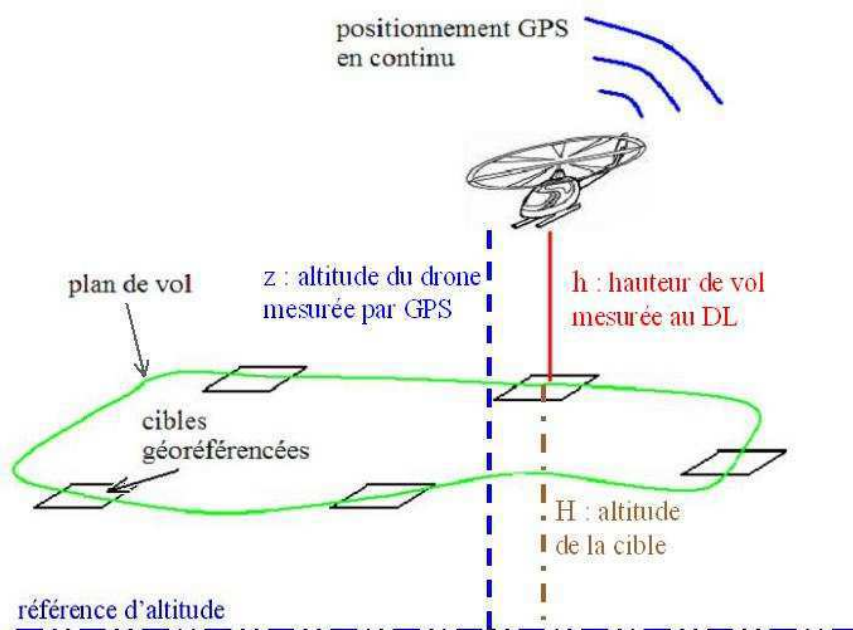


Figure II.7 : Principe du recalage en altitude de DRELIO grâce au distancemètre laser.

II.2-a/ 3. Capteurs d'imagerie

DRELIO a été adapté en plate-forme d'acquisition multi-capteur. En effet, il peut accueillir différents types de capteurs (optique ou thermique) à visée scientifique tant que leur poids et leur encombrement restent limités.

Quelques acquisitions ont déjà été réalisées avec une caméra Variocam sensible à l'infrarouge thermique couplée à un appareil photographique numérique compact. Cependant, nous nous intéresserons essentiellement ici aux acquisitions effectuées dans le domaine du visible, avec un appareil photographique reflex numérique haute résolution associé à une caméra vidéo basse résolution, fixée sur le viseur de l'appareil et dont les images sont transférées en temps réel au sol afin de contrôler les vues acquises en vol.

Ces travaux sont basés sur des photographies acquises soit par un Nikon D200 à 10,2 Mégapixels (3872 x 2952), soit par un Nikon D700 Fx à 12,1 Mégapixels (Annexe A.2).

Pour optimiser la durée d'une mission et réduire le nombre d'images nécessaires pour couvrir une zone donnée, on utilise des lentilles dont la distance focale est inférieure ou égale à 35 mm. Avec de telles lentilles, la couverture au sol est maximale. Néanmoins, elles provoquent des distorsions optiques plus importantes que celles des appareils photogrammétriques souvent équipés avec des lentilles de focale supérieure à 135 mm (Kasser et Egels, 2002).

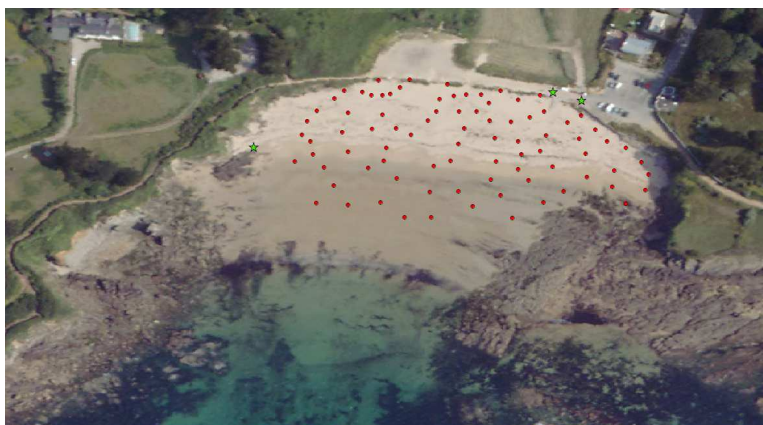
II.2-b/ Protocole de mesure

Afin d'optimiser les conditions de vol et de prises de vue, les missions sont préférentiellement planifiées avant le lever ou après le coucher du soleil. L'éclairement est alors homogène, les ombres limitées et les conditions aérologiques plus stables.

Toutefois, en domaine côtier, la programmation de la mission est également conditionnée par les horaires de basse mer afin d'acquérir des données sur l'estran.

Des cibles circulaires rouges de 25 cm de diamètre sont disposées sur le sol (Fig. II.8). La densité de ce semis de cibles est ajustée en fonction de la couverture au sol d'une image afin qu'une dizaine de cibles soit visible sur un cliché. La position exacte du centre de chaque cible est mesurée au GPS différentiel en mode RTK avec une précision centimétrique.

Figure II.8 : Exemple de répartition des cibles sur la plage.



En fonction de la focale de l'objectif utilisé, de la couverture souhaitée et de la résolution requise, on détermine l'altitude de vol (Fig. II.9). Ces différents paramètres étant liés entre eux par les relations suivantes :

- Magnification de la lentille :
$$m = \frac{f}{s - f}$$
 Eq. II.1

avec : f : focale de l'objectif

s : distance au sujet (dans notre cas, $s \approx H$, altitude de vol)

- Champ de vision (en m) :
$$v = \frac{d}{m}$$
 Eq. II.2

avec : d : taille de la zone d'imagerie pour le capteur CCD

(pour le Nikon D200 : $d_x = 23,6$ mm, $d_y = 15,8$ mm)

- Résolution : selon x :
$$R_x = \frac{t_x}{d_x}$$

selon y :
$$R_y = \frac{t_y}{d_y}$$
 Eq. II.3

t_x, t_y : taille de l'image en pixels selon x et selon y

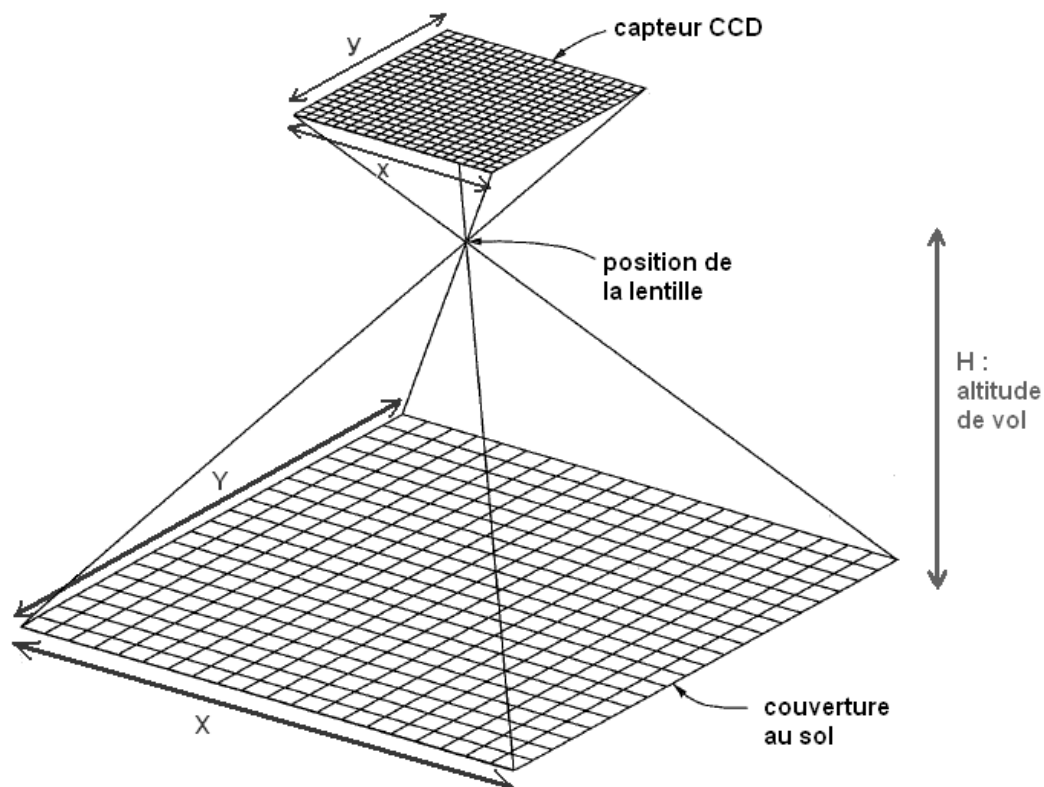


Figure II.9 : Géométrie d'acquisition d'une image par un appareil photographique numérique (NB : l'échelle n'est pas respectée).

Avec un objectif de focale de 35 mm, pour une altitude de vol comprise entre 50 et 200 m, la taille du pixel varie de 9 mm/pix à 3,5 cm/pix pour une couverture de 34 x 22 m à 135 x 90 m (Annexe A.2).

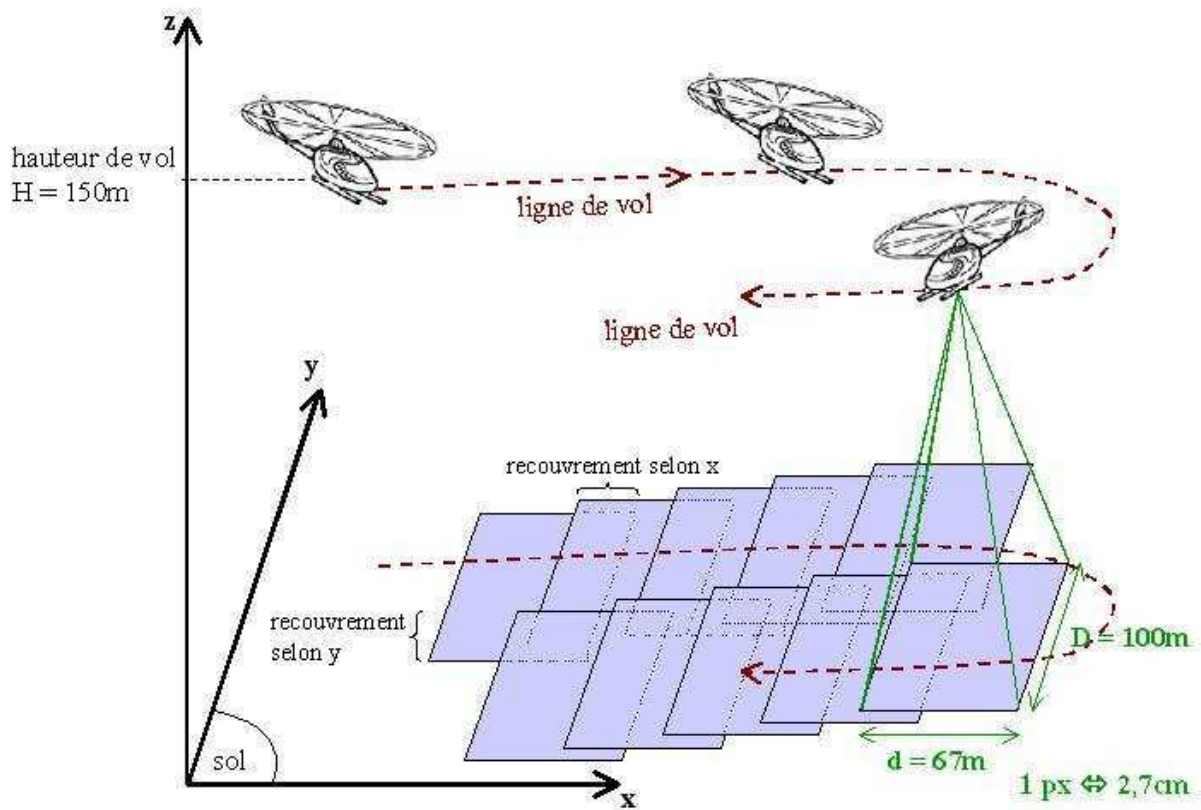


Figure II.10 : Influence de la hauteur de vol, de l'espacement des lignes de vol et de la fréquence de d'acquisition des clichés sur le recouvrement des clichés.

En fonction de la couverture au sol et donc de l'altitude de vol, on détermine alors l'espacement des lignes de vol. De même, en fonction de l'altitude de vol, de la vitesse du drone et de la force du vent, on définit la fréquence d'acquisitions des photographies (Fig. II.10). Ces deux paramètres doivent imposer un recouvrement suffisant (~ 50-60%) entre les clichés pour effectuer des calculs de stéréophotogrammétrie.

Le plan de vol de DRELIO est alors programmé dans le logiciel de pilotage automatique, puis transféré à l'auto-pilote de l'hélicoptère (Fig. II.11). Ce plan de vol inclut le point de décollage, les points de passage définissant la trajectoire, le point d'atterrissage, la vitesse de l'hélicoptère (généralement de l'ordre de 5 km.h^{-1}) et le lieu d'atterrissage d'urgence en cas de perte du lien radio.

DRELIO est vérifié selon une check-list : systèmes mécaniques, systèmes électroniques, systèmes d'imagerie... Le moteur peut alors être lancé. Après un temps de chauffe, on donne au logiciel un ordre de "début de mission".

Après le vol, les images acquises (~ 200 à 400) sont transférées de l'appareil photographique à un ordinateur pour une première visualisation.

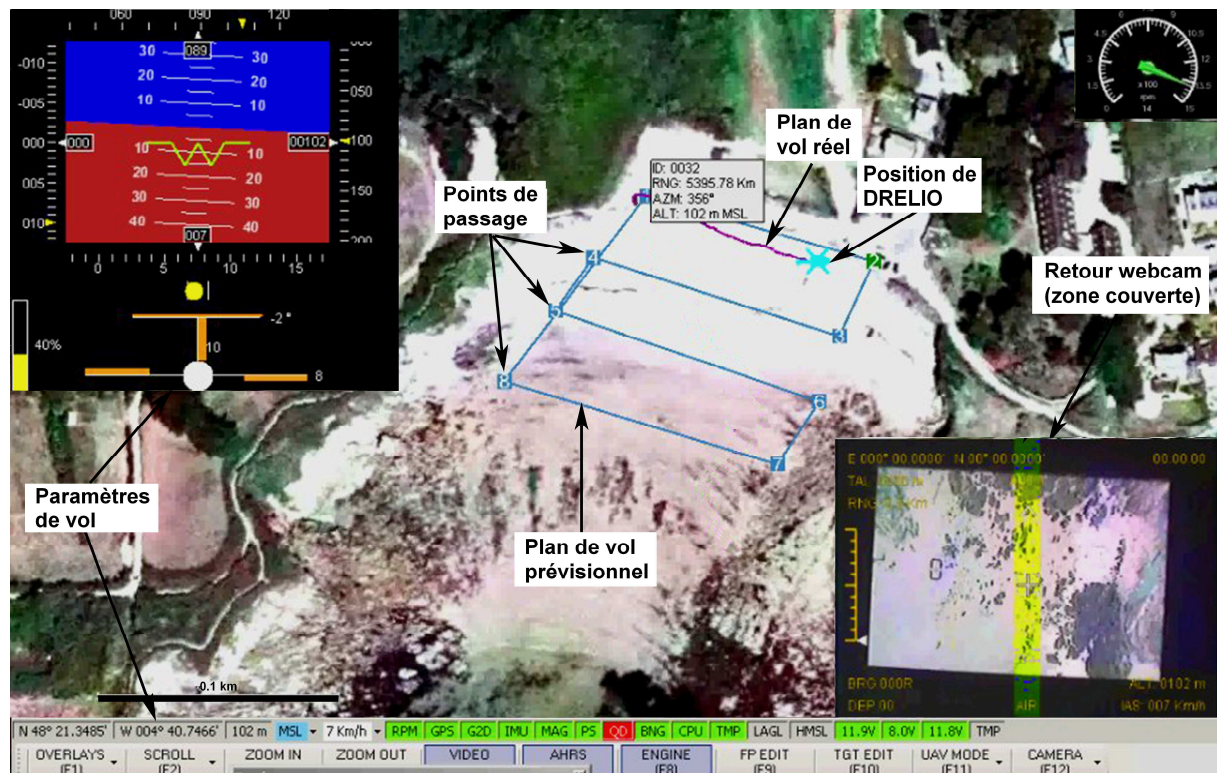


Figure II.11 : Interface utilisateur du logiciel de l'auto-pilote au cours d'un vol.

II.2-c/ Protocoles de traitements

II.2-c/ 1. Pseudo-géoréférencement

Ce traitement a pour but de créer un fichier de géoréférencement permettant d'insérer dans un SIG (Système d'Informations Géographiques) les photographies drone positionnées, orientées et mises à l'échelle.

Les données acquises par le GPS et la centrale d'attitude MTi et synchronisées par le module de service permettent de reconstruire la trajectoire du drone et de remonter aux positions d'acquisition d'une photographie (Fig. II.12). Cependant, les plate-formes drones étant relativement instables, la zone photographiée ne correspond pas exactement à la verticale du drone. Pour situer la zone d'emprise, nous utiliserons les angles d'Euler (ϕ , θ , ψ) en roulis, tangage, lacet fournis à chaque instant d'acquisition par la MTi (Fig. II.13).

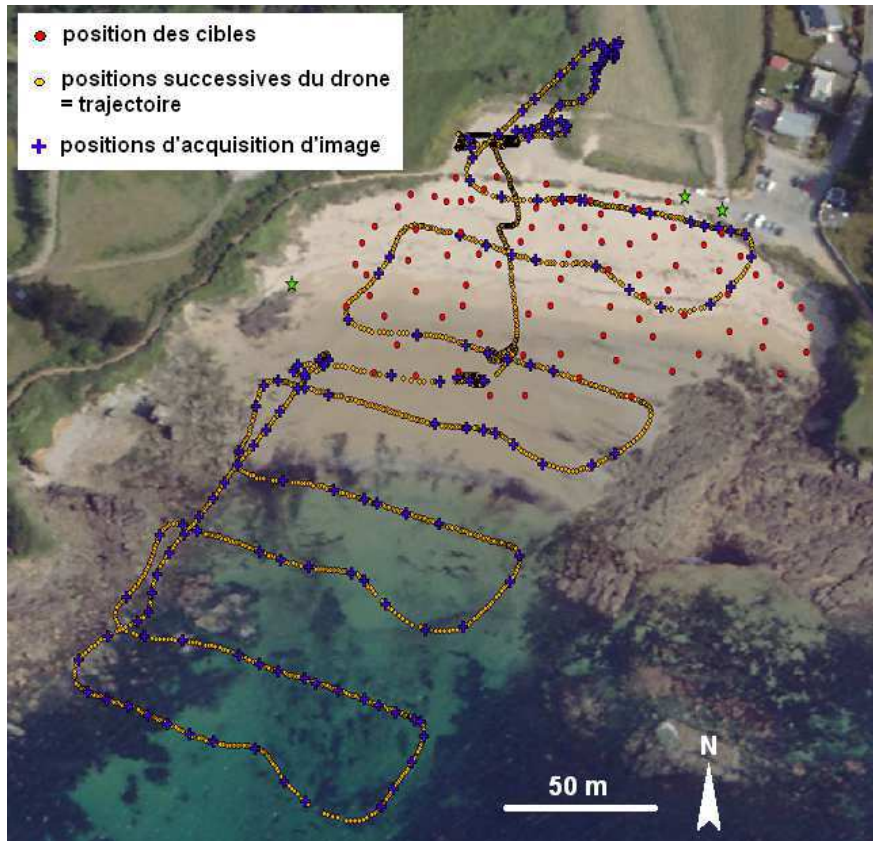


Figure II.12 : Reconstitution de la trajectoire réelle du drone et des positions d'acquisition de clichés à partir des informations du module de service.

Dans un premier temps, on associe à chaque image une position d'acquisition, un azimuth, ainsi qu'un angle de visée. Pour leur insertion dans un SIG, les images doivent être orientées par rapport au Nord et posséder un fichier de géoréférencement (fichier.jgw ou .tfw annexe à l'image) contenant les informations de résolution au sol (R_x et R_y) selon x et y et la position de l'angle en haut à gauche de l'image (x_{HG} , y_{HG}) qui permettront d'insérer l'image au bon endroit et à la bonne échelle. Il faut donc appliquer aux images une rotation d'angle ψ (angle de lacet, correspondant à l'azimuth). R_x et R_y sont calculés grâce à l'équation II.3, avec les valeurs instantanées d'altitude de vol. On déduit (Fig. II.13) les relations géométriques suivantes pour le calcul de x_{HG} et y_{HG} :

$$\begin{cases} x_{HG} = x_c + H \times \tan(\theta) - v_x/2 \\ y_{HG} = y_c + H \times \tan(\varphi) + v_y/2 \\ H = z_c - z_s \end{cases} \quad \text{Eq. II.4}$$

avec : (x_c , y_c , z_c) : position de l'appareil photographique

H : hauteur de vol

v_x , v_y : champs de vision (en m)

z_s : altitude du sol à l'aplomb du drone

Généralement, on ne connaît pas la valeur de z_s et il est alors délicat de connaître la hauteur de vol. Dans le cas où la zone survolée peut être assimilée à un plan, on considère l'altitude z_s constante et égale à l'altitude mesurée par le GPS avant décollage.

L'interfaçage avec un distancemètre laser permettrait d'effectuer directement plusieurs mesures de H pendant le vol.

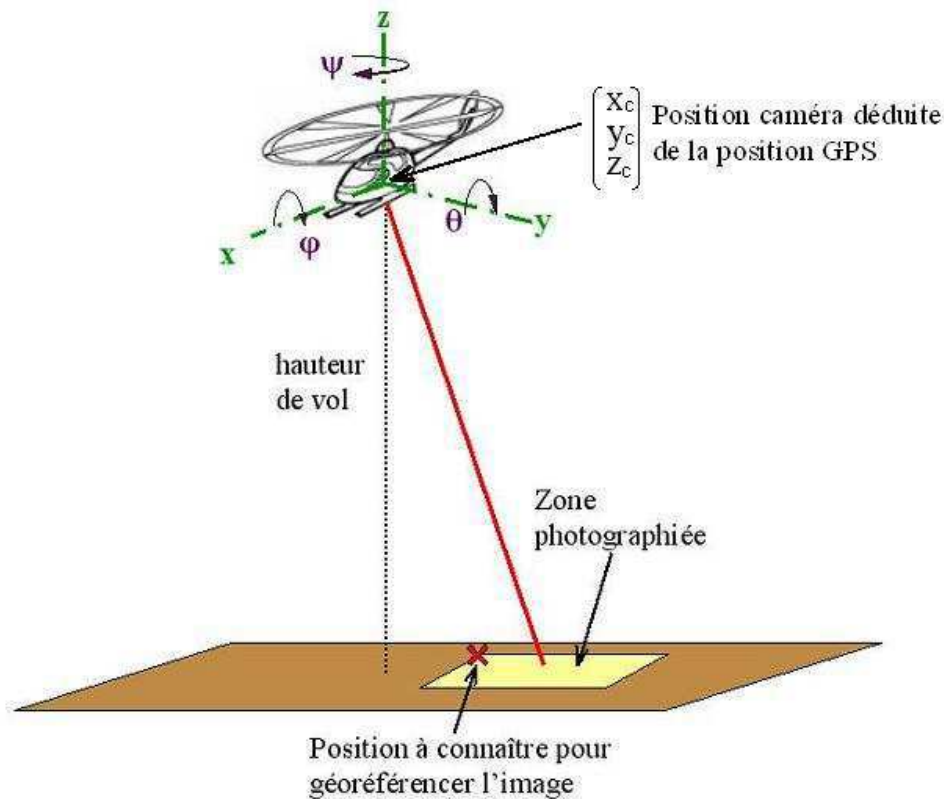


Figure II.13 : Principe du pseudo-géoréférencement à partir des paramètres fournis par le module de synchronisation GPS-MTi.

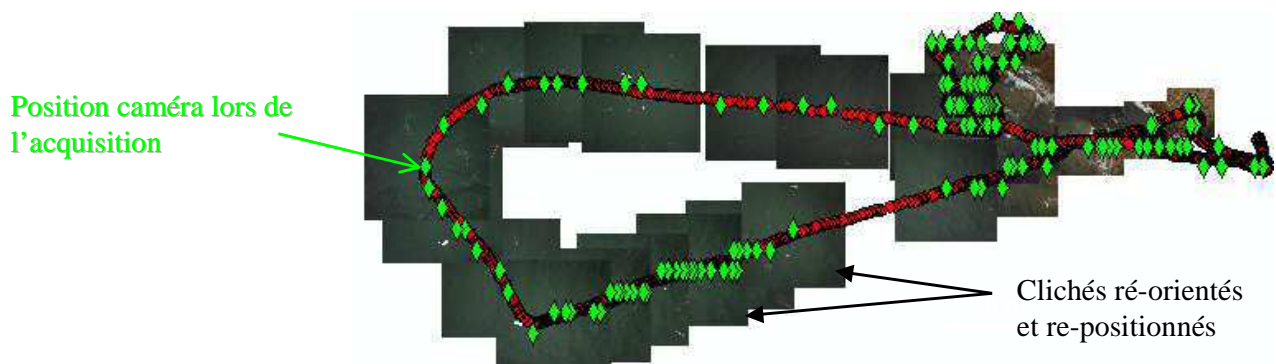


Figure II.14 : Exemple de résultat de pseudo-géoréférencement sur une zone immergée.

Une telle méthode de recalage des clichés s'avère des plus utiles lors du survol de zones où il est impossible de mesurer des points de calage (zones dangereuses ou inaccessibles, zones immergées – Fig. II.14). Néanmoins, il ne s'agit là que d'un "pseudo-géoréférencement". En effet, la précision limitée des capteurs dans de telles conditions d'acquisition entraîne une erreur dans le recalage plus importante que lors de la prise de points de calage au sol. Ces erreurs proviennent essentiellement de l'imprécision sur le positionnement GPS (notamment en z) et sur la mesure des angles par la MTI (précision à 2°). Pour un vol à 100 m d'altitude, avec positionnement au DGPS (cf. II.1-b) et acquisition à la verticale, l'erreur de positionnement est de l'ordre de 3,8 m.

Cette chaîne d'acquisition et de traitements est donc plutôt conçue pour un vol à faible altitude (50 à 200 m) et surtout une acquisition à la verticale. En effet, en combinant une grande altitude de vol et un angle de visée oblique, une petite imprécision de mesure crée des décalages importants. Par exemple, pour une hauteur de vol de 800 m et pour un angle de roulis de 80° (visée oblique), 2° d'imprécision sur la mesure angulaire de la MTI créent une incertitude sur le géoréférencement de l'ordre de 800 m !

II.2-c/ 2. Chaîne de stéréo-restitution

La stéréophotogrammétrie, technique d'imagerie par stéréo-restitution, s'inspire largement du principe de vision stéréoscopique, c'est à dire qu'à partir de l'observation d'un même point sous deux angles de vue différents on peut déterminer sa position 3D. En effet, la hauteur d'un objet se matérialise sur l'image par une distance fonction de l'angle d'observation (effet de perspective) et des dimensions de l'objet (effet de relief) (Fig. II.15). Connaissant l'angle de prise vue et la distance à l'objet, il est possible d'en déterminer toutes les dimensions.

Deux images d'une même zone, acquises successivement depuis des points de vue légèrement différents dans des conditions reproduisant des conditions stéréoscopiques forment un "couple stéréoscopique" (Fig.II.16) qui permet de générer des Modèles Numériques de Terrain (MNT) par stéréophotogrammétrie. Le taux de recouvrement de ces images doit être de l'ordre de 60 %. Les différentes étapes de cette chaîne de traitements sont développées par la suite et résumées par l'organigramme ci-dessous (Fig. II.17). L'exécution de cette chaîne de traitement sur un ordinateur de bureau s'avère relativement longue (~ 5h par couple stéréoscopique) et pourra être réduit (notamment en mettant en œuvre les techniques classiques d'aéro-triangulation) lorsque cette chaîne de traitement sera suffisamment bien rodée.

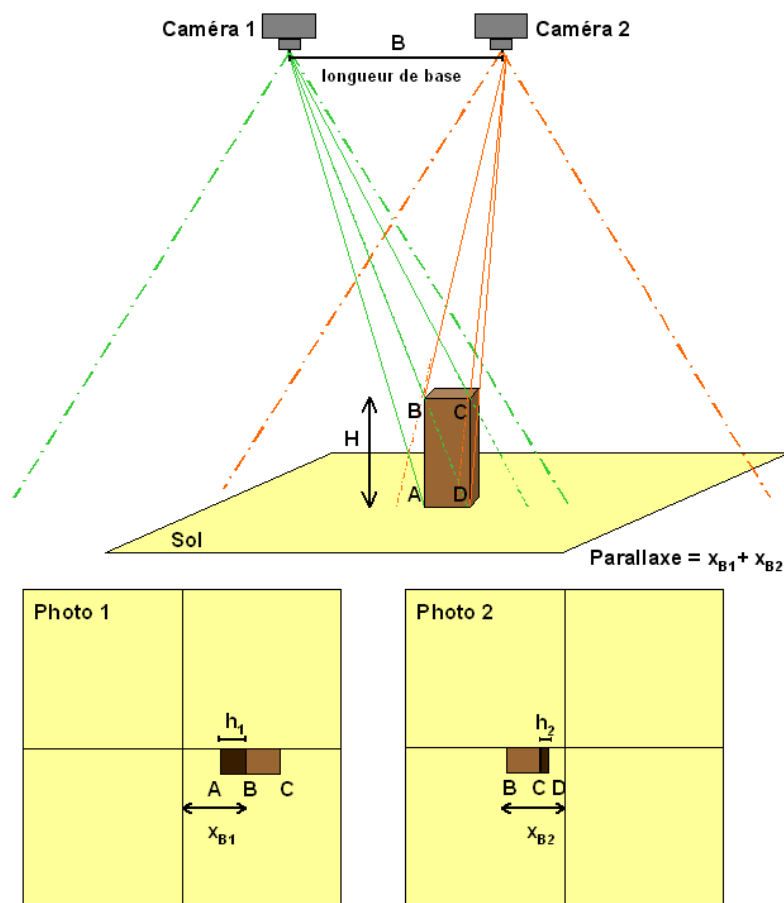


Figure II.15 : Effets sur une image des déformations dues à la perspective et au relief.

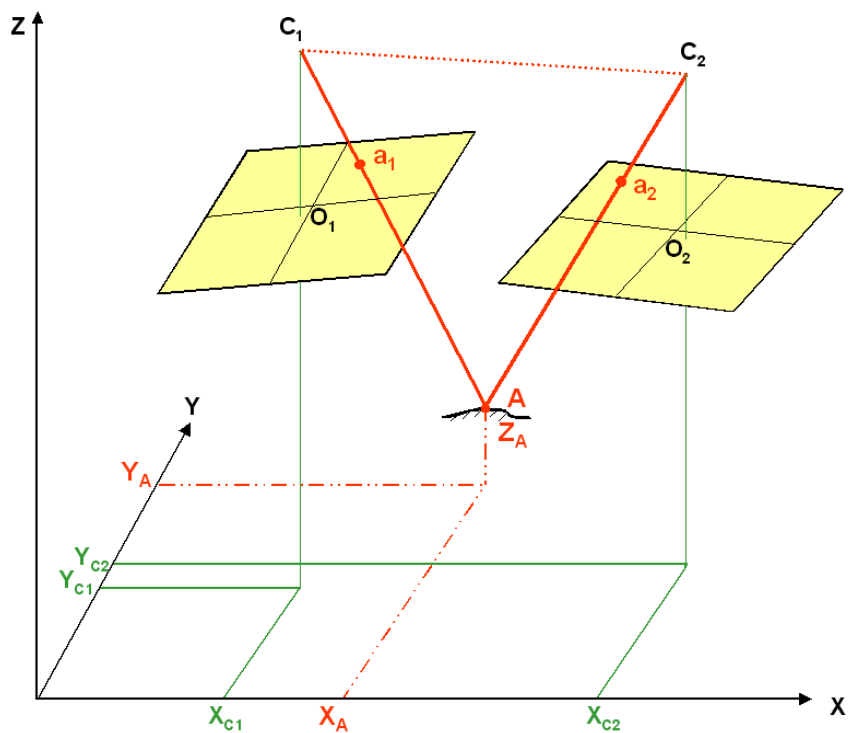


Figure II.16 : Acquisition d'un couple stéréoscopique de photographies aériennes.

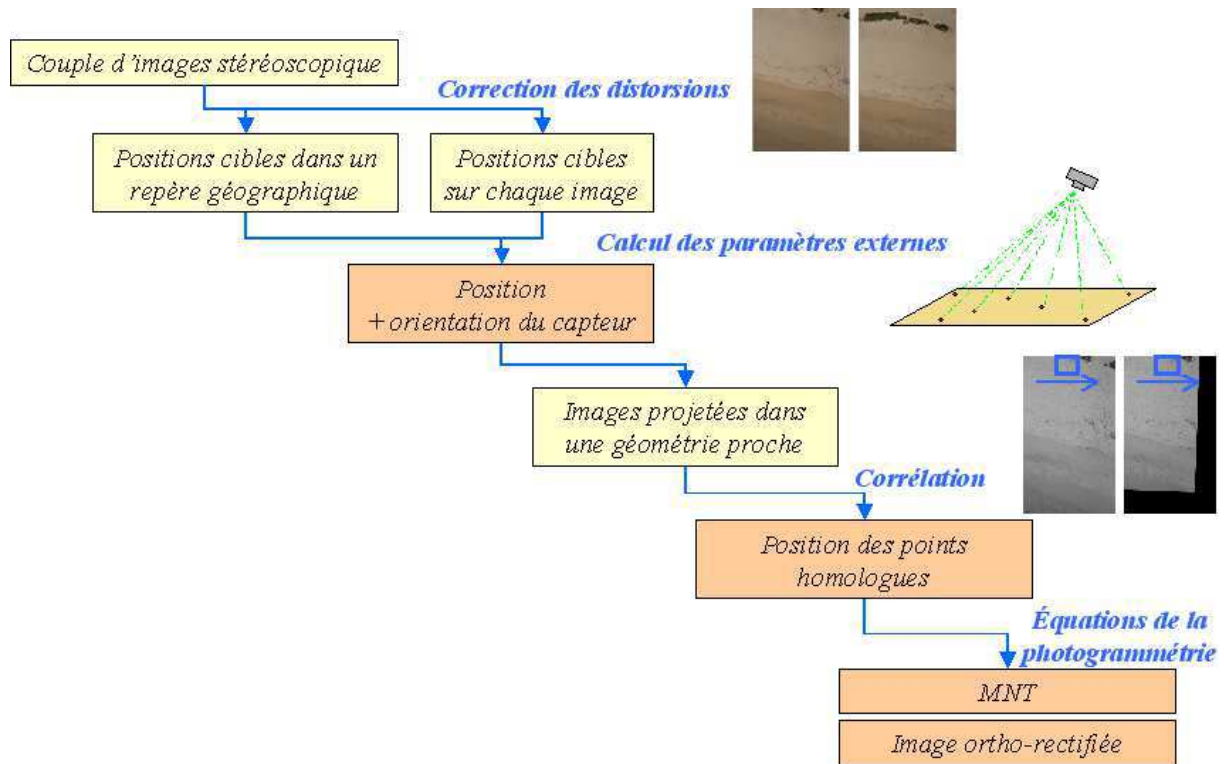


Figure II.17 : Organigramme simplifié (version complète en Annexe A.3) résumant les principales étapes de la chaîne de traitement.

- **Correction des distorsions dues aux paramètres internes**

Une caméra idéale ferait correspondre à un point au sol $P=(X,Y,Z)$ un point image $p=(x, y, z)$ par la transformation suivante (Eq. II.5) (Douterloigne et al., 2009) :

$$P \rightarrow p : \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} f_x & 0 & c_x \\ 0 & f_y & c_y \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} \quad \text{Eq. II.5}$$

avec : f_x, f_y : distances focales

c_x, c_y : point principal

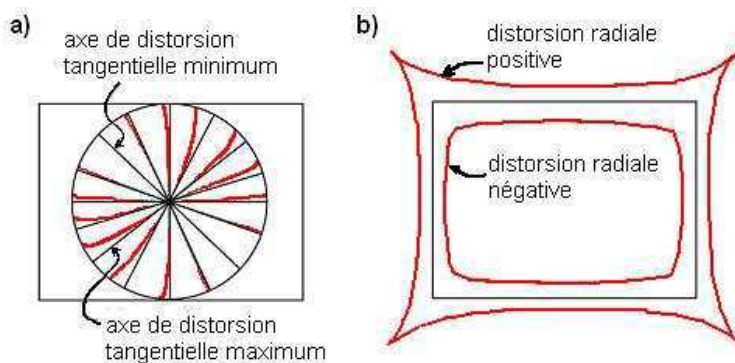


Figure II.18 : Effets sur l'image des distorsions tangentielle (a) et radiales (b) de l'objectif.

Or, en pratique, les clichés sont systématiquement entachés de déformations dues aux distorsions optiques de la lentille (Beyer, 1992 ; Florou et Mohr, 1995 ; Wolf et Dewitt, 2000). Ces distorsions, qualifiées de distorsions internes, se divisent en deux catégories (Fig. II.18) :

- les distorsions radiales
- les distorsions tangentielles

Ces distorsions sont décrites par les paramètres de distorsions internes k_1, k_2, k_3, \dots (pour les distorsions radiales) et p_1, p_2, p_3, \dots (pour les distorsions tangentielles). Les paramètres internes variant au cours du temps, il est donc recommandé d'effectuer une calibration avant chaque mission. L'expérience montre que généralement l'erreur totale induite par les distorsions tangentielles est de l'ordre de 1/7 ou 1/8 de l'erreur induite par les distorsions radiales (Xie *et al.*, 2009). Nous considérerons donc uniquement les distorsions radiales. Pour un objectif parfait, cette distorsion radiale se modélise par une correction symétrique polynomiale autour du point principal (intersection de l'axe optique avec le plan du capteur). Dans un repère dont l'origine est confondue avec le centre des distorsions, la correction apportée en un point $(x ; y)$ est réalisée en translatant ce point d'un vecteur Δr défini par (Wolf et Dewitt, 2000) :

$$\Delta r = k_1 r^3 + k_2 r^5 + k_3 r^7 \quad \text{Eq. II.6}$$

avec : $r = (x^2 + y^2)^{1/2}$: distance radiale

k_1, k_2, k_3 : paramètres de distorsion radiale

Le terme de premier degré, lié au choix de la distance principale, peut être choisi arbitrairement. Ici, il est pris nul (distance principale est au centre de l'image).

Pour des raisons de coût et de masse embarquée, Drelion est équipé d'un appareil réflex numérique "grand public" et non d'une chambre photogrammétrique. De plus, afin d'optimiser la durée d'une mission et de réduire le nombre d'images nécessaires pour couvrir une zone donnée, des lentilles à petite distance focale (35 mm contre 135 mm) sont utilisées (Kasser et Egels, 2002). La maximisation de la surface couverte au sol s'accompagne de distorsions optiques plus importantes. Ces distorsions dépassent parfois les 5 pixels sur le bord des clichés pour l'appareil photographique embarqué sur DRELION.

De plus, si l'optique ne peut pas être considérée comme parfaite (ce qui est souvent le cas lorsqu'on emploie des appareils photographiques grand public), la distorsion peut perdre son caractère radial et symétrique. L'étalonnage et la modélisation sont alors beaucoup plus complexes.

• Calcul des paramètres externes et génération des pseudo-orthophotographies

Les paramètres externes de l'appareil photographique traduisent la géométrie d'acquisition et sont donc recalculés pour chaque image. Ce sont les coordonnées (X_0, Y_0, Z_0) du point principal de l'appareil et les angles (φ, θ, ψ) de l'orientation de l'axe optique (Fig. II.19).

Bien que théoriquement similaires aux techniques de stéréophotogrammétrie conventionnelles appliquées sur les images acquises lors de campagnes aériennes (Bouillon *et al.*, 2006), la méthode avec photographies par drone nécessite des développements complémentaires notamment pour la restitution précise des paramètres externes.

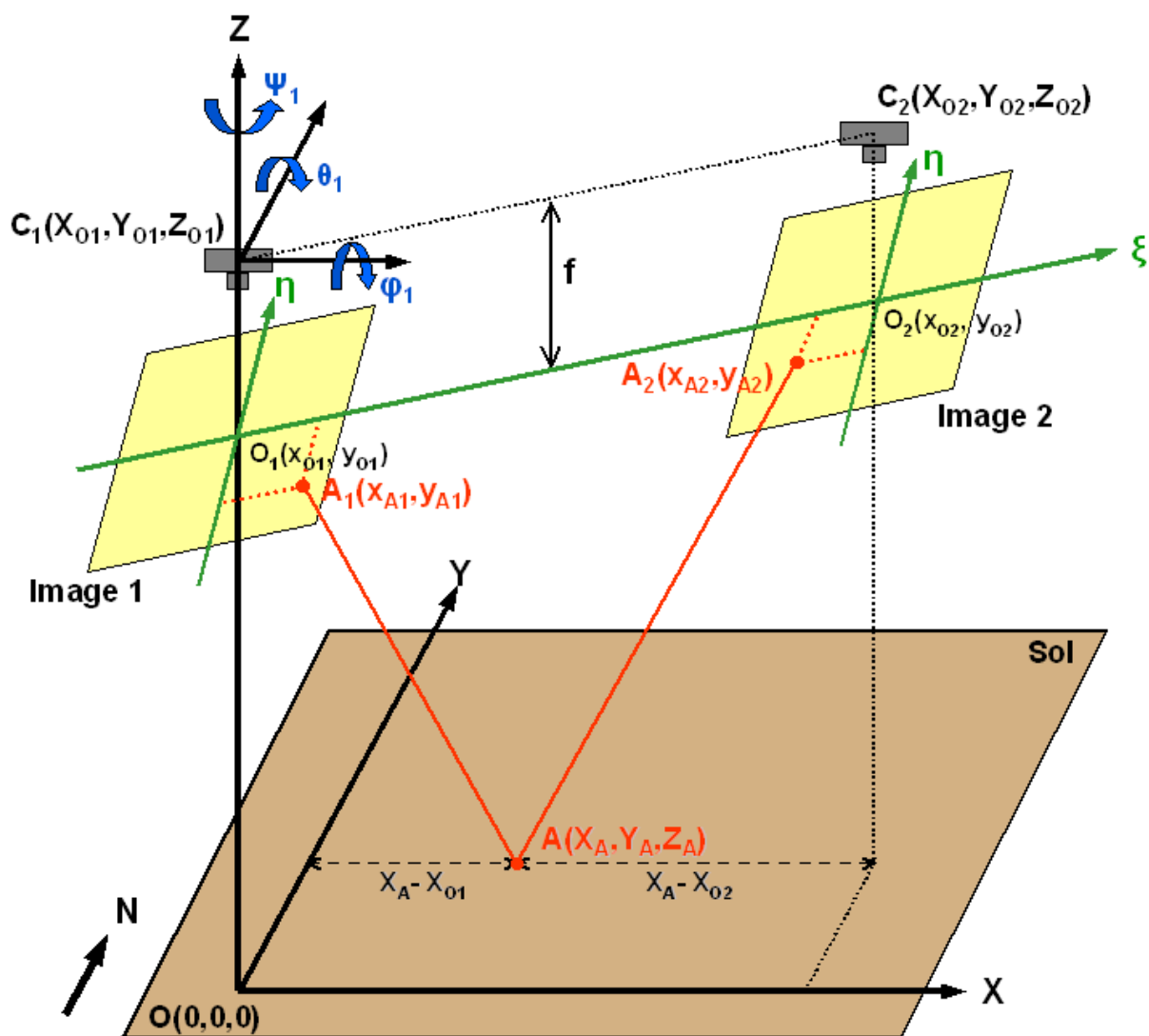


Figure II.19 : Systèmes de référence et caractéristiques géométriques d'un couple stéréoscopique (d'après Kraus *et al.*, 1979 ; Casson *et al.*, 2003).

(X, Y, Z) : système de référence absolu ;

(η, ξ) : repère "image" de référence;

$C_1 (X_{01}, Y_{01}, Z_{01})$ et $C_2 (X_{02}, Y_{02}, Z_{02})$: positions 1 et 2 de la caméra dans le repère absolu ;

f : distance focale de l'objectif ;

(φ, θ, ψ) : angles de rotation de la camera;

$O_1 (0, 0)$ et $O_2 (0, 0)$: centres respectifs des clichés;

A_1 et A_2 : points "images" correspondant au point au sol A .

L'utilisation d'une petite plate-forme telle que DRELIO complexifie la restitution des paramètres externes. En effet, en raison de sa faible vitesse et de sa faible masse, la trajectoire de DRELIO n'est pas parfaitement stable. De plus, les contraintes techniques ne permettant pas d'équiper le drone d'instruments de positionnement suffisamment précis (exigence de précision centimétrique pour la position et de +/- 0,009° pour les angles d'Euler), les paramètres externes sont mal connus *a priori*. La restitution de ces paramètres est donc réalisée via un jeu de points remarquables, les GCP (Ground Control Points), repérés sur les deux images (coordonnées images) et dont les coordonnées terrains sont mesurées au DGPS.

Un point au sol A (X_A, Y_A, Z_A) et son point image correspondant sur un cliché A_1 (x_A, y_A) sont liés par les équations de la photogrammétrie sol => image :

$$\begin{cases} x_A = x_0 - f \frac{r_{11}(X_A - X_0) + r_{21}(Y_A - Y_0) + r_{31}(Z_A - Z_0)}{r_{13}(X_A - X_0) + r_{23}(Y_A - Y_0) + r_{33}(Z_A - Z_0)} \\ y_A = y_0 - f \frac{r_{12}(X_A - X_0) + r_{22}(Y_A - Y_0) + r_{32}(Z_A - Z_0)}{r_{13}(X_A - X_0) + r_{23}(Y_A - Y_0) + r_{33}(Z_A - Z_0)} \end{cases} \quad \text{Eq. II.7}$$

avec : f : distance focale (connues suite à la calibration)

(x_0, y_0) : coordonnées images du point principal (connues suite à la calibration)

(X_0, Y_0, Z_0) : coordonnées absolues du centre de projection à l'instant d'acquisition

(X_A, Y_A, Z_A) : coordonnées absolues du point au sol A

(x_A, y_A) : coordonnées images du point A

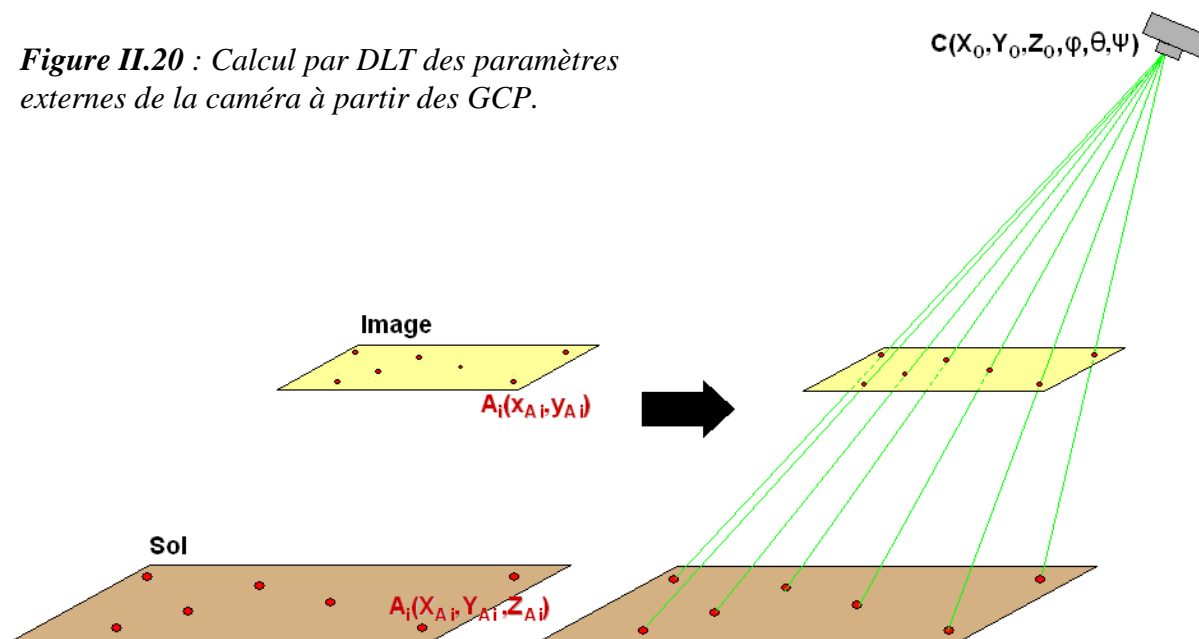
$R = r_{ij}$: matrice de rotation telle que :

$$R = \begin{bmatrix} \cos(\theta)\cos(\psi) & -\cos(\theta)\sin(\psi) & \sin(\theta) \\ \cos(\varphi)\sin(\psi) + \sin(\varphi)\sin(\theta)\cos(\psi) & \cos(\varphi)\cos(\psi) - \sin(\varphi)\sin(\theta)\sin(\psi) & -\sin(\varphi)\cos(\theta) \\ \sin(\varphi)\sin(\psi) - \cos(\varphi)\sin(\theta)\cos(\psi) & \sin(\varphi)\cos(\psi) + \cos(\varphi)\sin(\theta)\sin(\psi) & \cos(\varphi)\cos(\theta) \end{bmatrix}$$

avec : (φ, θ, ψ) : angles de rotation de la camera

Connaissant les positions au sol (X_{Ai}, Y_{Ai}, Z_{Ai}) des GCP ainsi que leurs coordonnées images (x_{Ai}, y_{Ai}), une première DLT (Direct Linear Transformation) (Abdel-Aziz et Karara, 1970 ; Mikhail *et al.*, 2001) permet d'estimer approximativement la position et l'orientation ($X_0, Y_0, Z_0, \varphi, \theta, \psi$) de la caméra au moment de l'acquisition de chacun des deux clichés (Fig. II.20).

Figure II.20 : Calcul par DLT des paramètres externes de la caméra à partir des GCP.



Cette solution approximée est ensuite utilisée comme valeur de départ dans un processus de minimisation au sens des moindres carrés qui permet récursivement de préciser les positions et orientations des caméras. Pour chaque cliché, il y a donc 6 paramètres à déterminer. Il faut donc au minimum 4 GCP par clichés (surdétermination du système) pour pouvoir remonter aux paramètres externes de la caméra (Goktepe et Kocaman, 2010). La précision du positionnement final des caméras est inférieure à 2 cm en planimétrie et inférieure à 10 cm en vertical.

Les deux images du couple stéréoscopique sont ensuite projetées dans une géométrie proche "pseudo-orthorectifiée" (Fig. II.21), se prêtant à une comparaison par fenêtre glissante.

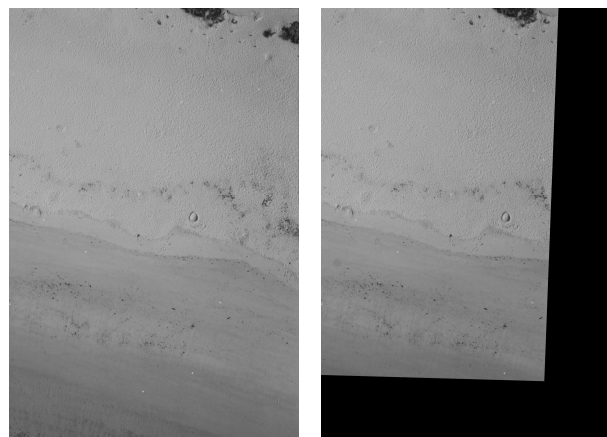


Figure II.21 : Exemple d'images (d'un même couple stéréoscopique) "pseudo-orthorectifiées".

• Corrélation

L'étape suivante consiste en une corrélation d'images qui, via une fonction de corrélation croisée, permet de déterminer la position de chaque point de la première image pseudo-orthorectifiée et la position du point correspondant sur la seconde image pseudo-orthorectifiée (Baratoux *et al.*, 2001 ; Delacourt *et al.*, 2004). Pour chaque couple de points dont le coefficient de corrélation a dépassé un certain seuil (préalablement fixé), on calcule les décalages respectifs selon x et y entre les

deux images pseudo-orthorectifiées. Si le seuil de "corrélacion acceptable" est élevé, le nombre de points corrélés est faible mais la qualité de la corrélacion est très bonne. Inversement, si ce seuil est faible, il y aura beaucoup de points corrélés mais certains points pourront être mal appariés.

Concrètement, il faut trouver un compromis entre temps de traitement et performance de la corrélacion. La projection des photographies dans une géométrie "pseudo-orthorectifiée" limite les décalages entre images. On définit alors une fenêtre glissante de 29 pixels x 29 pixels pour la recherche des points homologues avec un pas de déplacement de 2 pixels. Le seuil de corrélacion est fixé à 80%.

- **Calcul du MNT et de l'orthophotographie**

Enfin, connaissant les paramètres internes (f, x_0, y_0) et externes ($X_0, Y_0, Z_0, \varphi, \theta, \psi$) de l'appareil photographique, les équations de la photogrammétrie "image => sol" (Eq. II.8) sont appliquées à chaque paire de points homologues de coordonnées image (x_{A1}, y_{A1}) et (x_{A2}, y_{A2}) afin de retrouver leurs coordonnées 3D (X_A, Y_A, Z_A) en minimisant la distance entre les lignes de visée de chaque pixel (Kraus et Waldhäus, 1994).

$$\left\{ \begin{array}{l} X = X_0 + (Z - Z_0) \frac{r_{11}(x - x_0) + r_{12}(y - y_0) - r_{13}f}{r_{31}(x - x_0) + r_{32}(y - y_0) - r_{33}f} \\ Y = Y_0 + (Z - Z_0) \frac{r_{21}(x - x_0) + r_{22}(y - y_0) - r_{23}f}{r_{31}(x - x_0) + r_{32}(y - y_0) - r_{33}f} \end{array} \right. \quad \text{Eq. II.8}$$

avec : f : distance focale

(x_0, y_0) : coordonnées images du point principal (connues suite à la calibration)

(X_0, Y_0, Z_0) : coordonnées absolues du centre de projection à l'instant d'acquisition

(x, y) : coordonnées images d'un point

(X, Y, Z) : coordonnées absolues du point au sol correspondant

$R = r_{ij}$: matrice de rotation telle que :

$$R = \begin{bmatrix} \cos(\theta)\cos(\Psi) & -\cos(\theta)\sin(\Psi) & \sin(\theta) \\ \cos(\varphi)\sin(\Psi) + \sin(\varphi)\sin(\theta)\cos(\Psi) & \cos(\varphi)\cos(\Psi) - \sin(\varphi)\sin(\theta)\sin(\Psi) & -\sin(\varphi)\cos(\theta) \\ \sin(\varphi)\sin(\Psi) - \cos(\varphi)\sin(\theta)\cos(\Psi) & \sin(\varphi)\cos(\Psi) + \cos(\varphi)\sin(\theta)\sin(\Psi) & \cos(\varphi)\cos(\theta) \end{bmatrix}$$

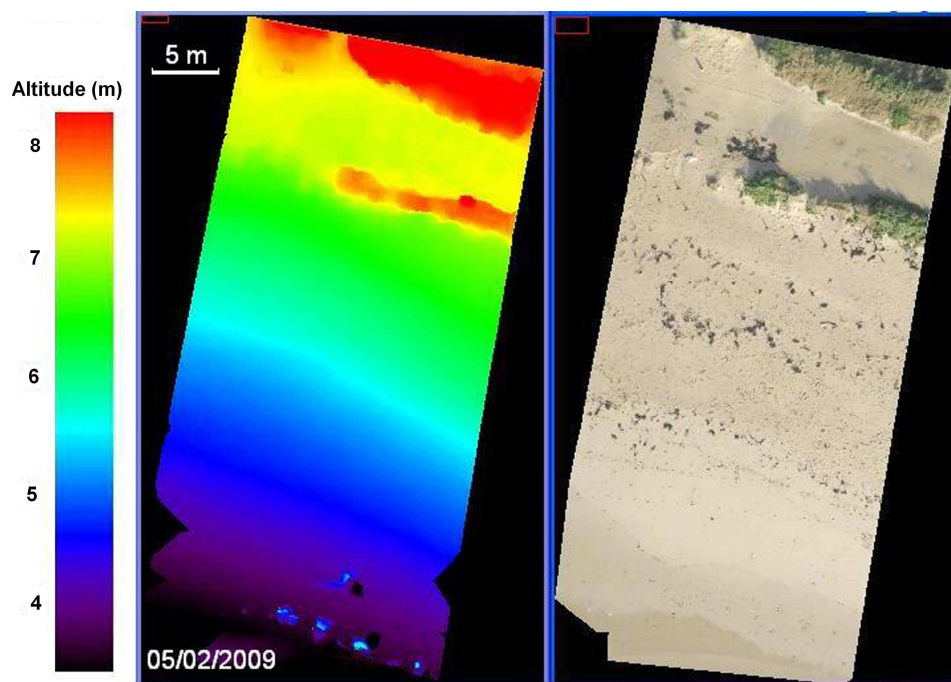


Figure II.22 : Exemple de MNT et d'ortho-image générés par la chaîne de traitement stéréo-photogrammétrique.

Le MNT est construit par interpolation des points (X,Y,Z) calculés. La distance minimale entre les lignes de visée (égale à zéro dans un cas idéal) est une mesure de la précision du MNT généré. Dans un premier temps, ce MNT est construit dans le repère relatif lié à la caméra 1. Il est ensuite projeté dans un repère géographique absolu grâce aux cibles géoréférencées (cf. II.2-b). La résolution finale est le double de la résolution des images brutes. En comparant la position des cibles sur le MNT et leur position mesurée au DGPS, l'erreur sur le MNT est de l'ordre 10 à 15 cm.

A partir du MNT, il est enfin possible de construire les images corrigées de la distorsion due au relief, qualifiées d'"images orthorectifiées" (ou ortho-images / ortho-photographies) (Fig. II.22).

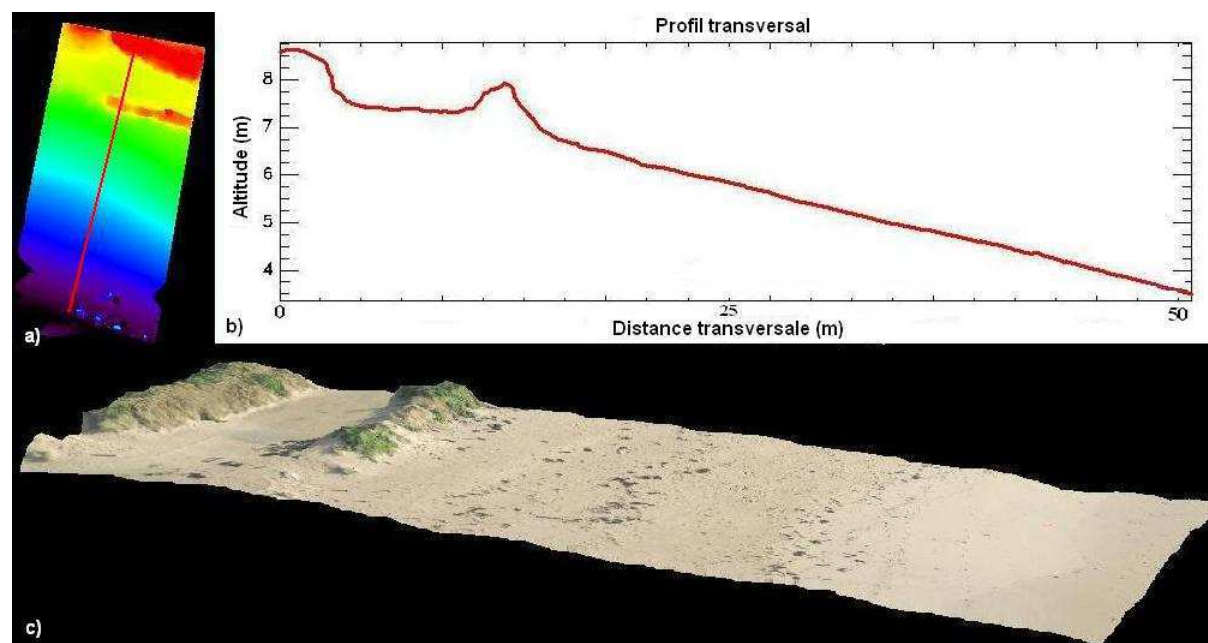


Figure II.23 : Exemple de profil extrait d'un MNT (a et b) et d'ortho-photographie drapée sur le MNT (c).

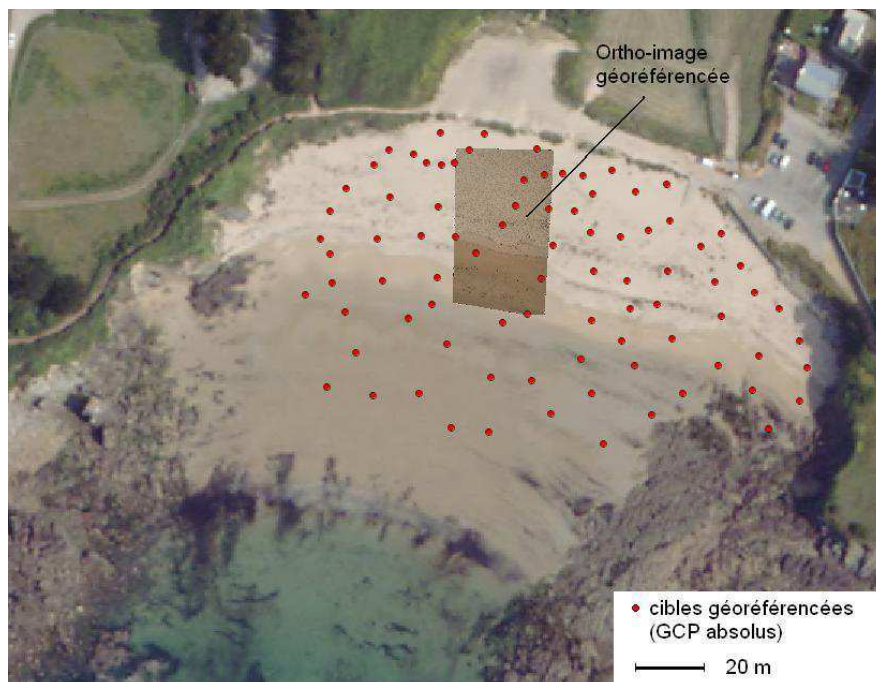


Figure II.24 : Insertion de l'ortho-image géoréférencée dans un SIG.

Les ortho-images peuvent être "drapées" sur le MNT (Fig. II.23), complétant ainsi l'information de relief par une information texturale ou colorimétrique. Ces photographies orthorectifiées, elles aussi géoréférencées grâce aux cibles, peuvent être insérées (et mosaïquées) dans un SIG (Fig. II.24).

II.2-d/ Application à la bathymétrie petits fonds

La photogrammétrie aérienne ou satellite est maintenant fréquemment utilisée pour réaliser des modèles de bathymétrie côtière (Lyzenga, 1978 ; Warner *et al.*, 2000 ; Froidefond et Doxoran, 2004 ; Lejot *et al.*, 2007 ; Legleiter et Roberts, 2009). La plupart du temps, ces études sont basées sur des méthodes spectrales, reposant sur l'atténuation de la lumière lors de sa pénétration dans la colonne d'eau. En effet, l'intensité lumineuse décroît exponentiellement avec la profondeur (Lyzenga, 1978). Pour une longueur d'onde donnée, des conditions atmosphériques et un type de fond donnés, la radiance est fonction du coefficient d'atténuation l'eau.

Toutefois, les suivis bathymétriques à partir de photographies aériennes ou satellites concernent généralement des zones étendues (~1 à 100 km). Les paramètres du fond et de la colonne d'eau sont donc rarement constants sur l'ensemble de la zone et requièrent plusieurs mesures *in-situ*.

En ce qui nous concerne, la mesure de bathymétrie à partir d'images drone n'a pas pour vocation de se substituer à une mesure bathymétrique au sondeur multi-faisceau. L'objectif est de mesurer la profondeur en très petits fonds, dans des zones inaccessibles pour une vedette hydrographique étant donné son tirant d'eau, et ce sans avoir à effectuer d'autres mesures de terrain (granulométrie, prélèvements...).

La zone de mesures étant relativement restreinte (~100 m), on formule les hypothèses suivantes :

- homogénéité du substrat
- homogénéité de la colonne d'eau
- rétro-diffusion et réflexions internes dans la colonne d'eau négligeables.

En domaine côtier, la couleur de l'eau observée dépend non seulement des propriétés inhérentes à la colonne d'eau, mais aussi de l'angle d'incidence des rayons lumineux sur la surface. Or cette surface est continuellement altérée par des trains de vagues qui affectent la pénétration et la propagation des rayons lumineux (Okamoto, 1982). Afin de s'affranchir de l'effet des vagues, on effectue une "moyenne temporelle" de plusieurs images successives de la zone préalablement géoréférencées (Fig. II.25).

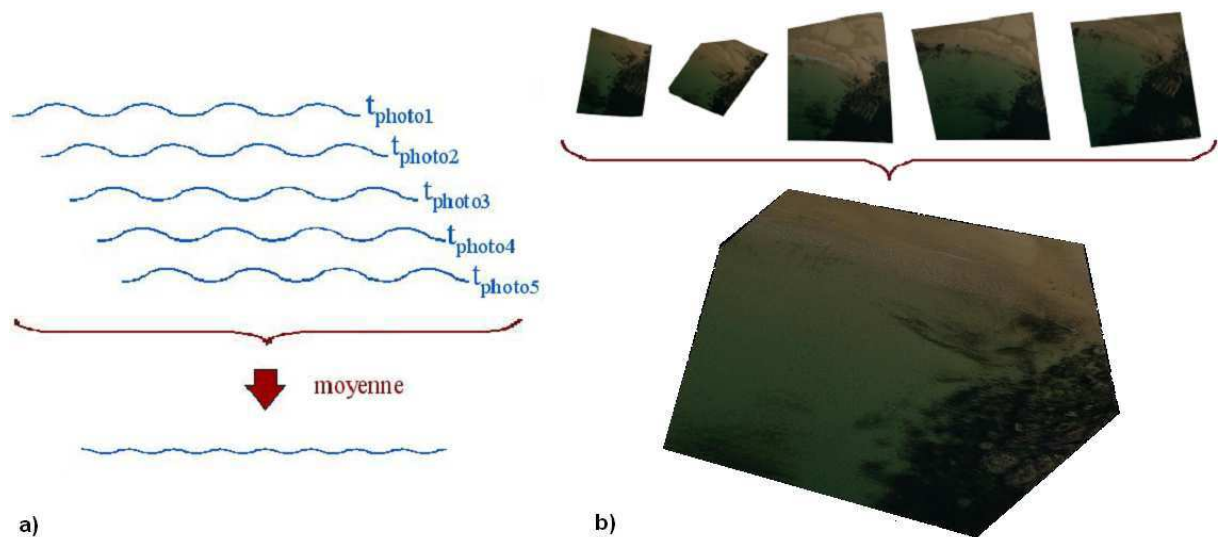


Figure II.25 : a) Principe de la réduction du bruit des vagues par moyennage temporel et b) application de la méthode à une série de photographies drone acquises successivement et préalablement géoréférencées.

On applique alors, pour chacune des bandes (Rouge, Vert ou Bleu) de l'image, la loi de Beer-Lambert liant l'absorption de la lumière aux propriétés du milieu traversé (Eq.II.9):

$$k_{\lambda_i} z = - \ln \left(\frac{I_{\lambda_i}(z)}{I_{\lambda_i}^0} \right) \quad \text{Eq. II.9}$$

avec : λ_i : longueur d'onde $i = R, V, B$.

k_{λ_i} : coefficient atténuation pour λ_i (m^{-1})

z : profondeur (m)

I_{λ_i} : intensité lumineuse pour λ_i à la profondeur z

$I_{\lambda_i}^0$: intensité lumineuse pour λ_i à la surface

Avant de pouvoir calculer la profondeur z , il faut déterminer le coefficient d'atténuation $k_{\lambda i}$. Pour ce faire, on dispose d'un système de trois équations et quatre inconnues :

$$\begin{cases} k_{\lambda R} z = -\log(I_{\lambda R}(z) / I_{\lambda R}^0) \\ k_{\lambda V} z = -\log(I_{\lambda V}(z) / I_{\lambda V}^0) \\ k_{\lambda B} z = -\log(I_{\lambda B}(z) / I_{\lambda B}^0) \end{cases} \quad \text{Eq. II.10}$$

L'indétermination peut être levée en supposant un fond homogène (k_{λ} constant) et en considérant un deuxième pixel. On mesure l'intensité lumineuse sur chaque bande le long d'un profil (Fig. II.25) pour déterminer les paramètres caractéristiques de la zone étudiée, notamment les rapports $k_{\lambda B} / k_{\lambda R}$ et $k_{\lambda B} / k_{\lambda G}$ puis par minimisation $k_{\lambda R}$, $k_{\lambda G}$, $k_{\lambda B}$.

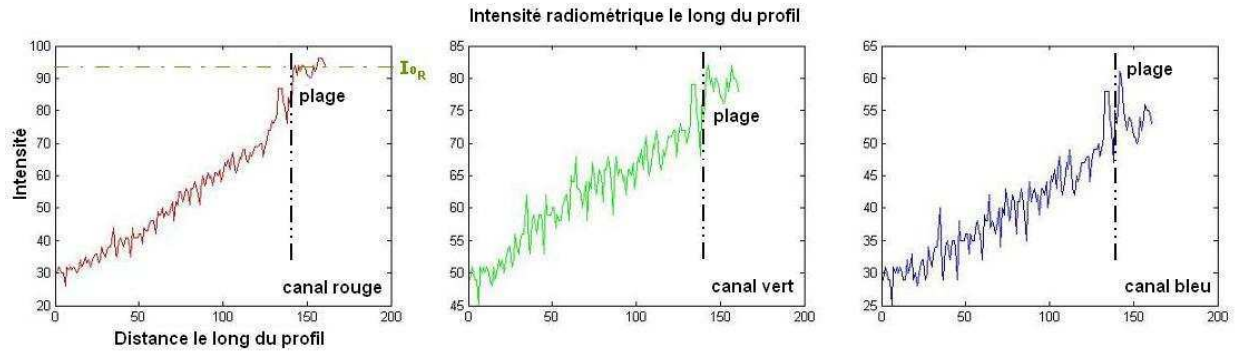


Figure II.25 : Mesure de l'intensité radiométrique sur chaque bande de l'image le long d'un profil. Les intensités les plus faibles correspondent aux profondeurs les plus élevées.

La profondeur z peut alors être calculée pour chaque pixel de l'image. Un MNT bathymétrique est généré (Fig. II.26). Ce MNT présente des artefacts de calculs sur les zones où l'hypothèse de fond homogène n'est pas vérifiée. Dans notre cas, en présence d'algues le fond apparaît plus sombre que lorsque le sable est visible, la profondeur est donc surestimée. Toutefois, cet artefact pourrait être exploité dans cadre d'une classification des fonds.

La précision de cette méthode est difficile à estimer. En effet, l'algorithme calcule l'épaisseur de la tranche d'eau et donc une profondeur relative ($z=0$ correspondant à la limite eau-plage sur les photographies) qui mériterait d'être recalée en altitude par rapport à une référence altimétrique. Un tel recalage pourrait être effectué en se basant sur des sondes connues et suffisamment caractéristiques pour être reconnaissables sur les photographies drone. Mais, en l'absence de points de calage visibles sur les images, un tel ajustement est quasi impossible ou très approximatif.

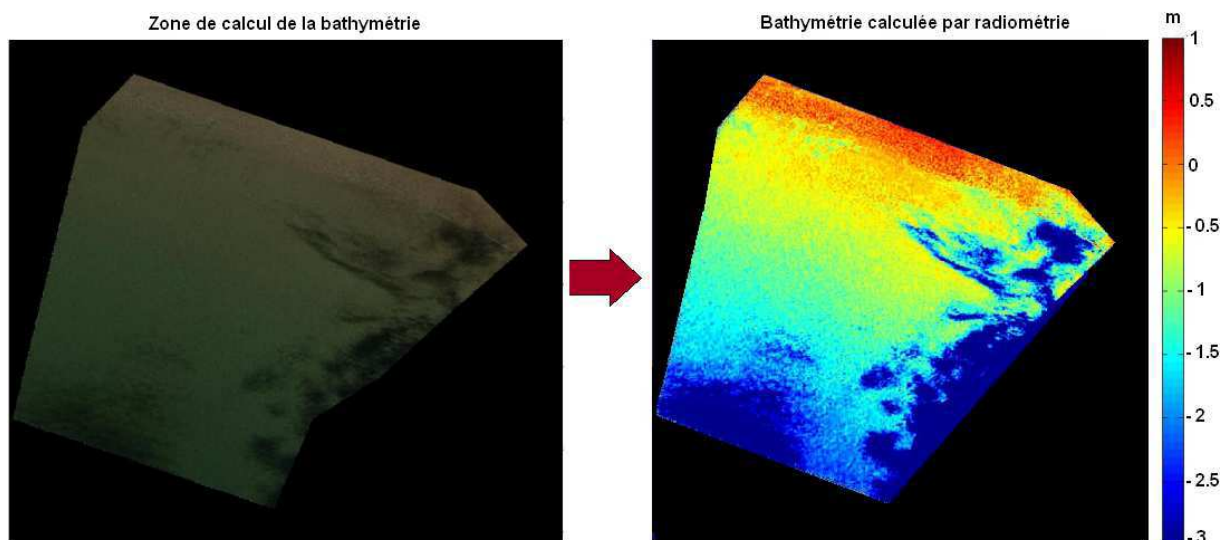


Figure II.26 : Bathymétrie calculée par radiométrie sur la zone immergée de l'image moyennée. La profondeur des zones de fond recouvertes d'algues est surestimée car les valeurs estimées du coefficient d'atténuation ne sont plus valables.

L'exemple présenté ici a été réalisé à partir d'images acquises le 18 juin 2008 (jeu de données choisi en raison des conditions de mer et d'éclairement favorables). Le levé bathymétrique au sondeur multi-faisceau le plus proche chronologiquement parlant est celui du 15 septembre 2008. Un biais de $\sim 1,2$ m a été détecté entre les deux jeux de données et corrigé sur le MNT généré par radiométrie afin de lui affecter la même référence altimétrique qu'au levé sondeur (cf. II.4-c). L'écart résiduel entre les deux MNT est représenté par la Figure II.27. L'artefact de surestimation de la profondeur sur les zones d'algues est clairement visible. Toutefois, le délai séparant les deux MNT ne permet pas de déterminer en quelles proportions cet écart est dû aux erreurs de méthode ou aux variations morphologiques du fond.

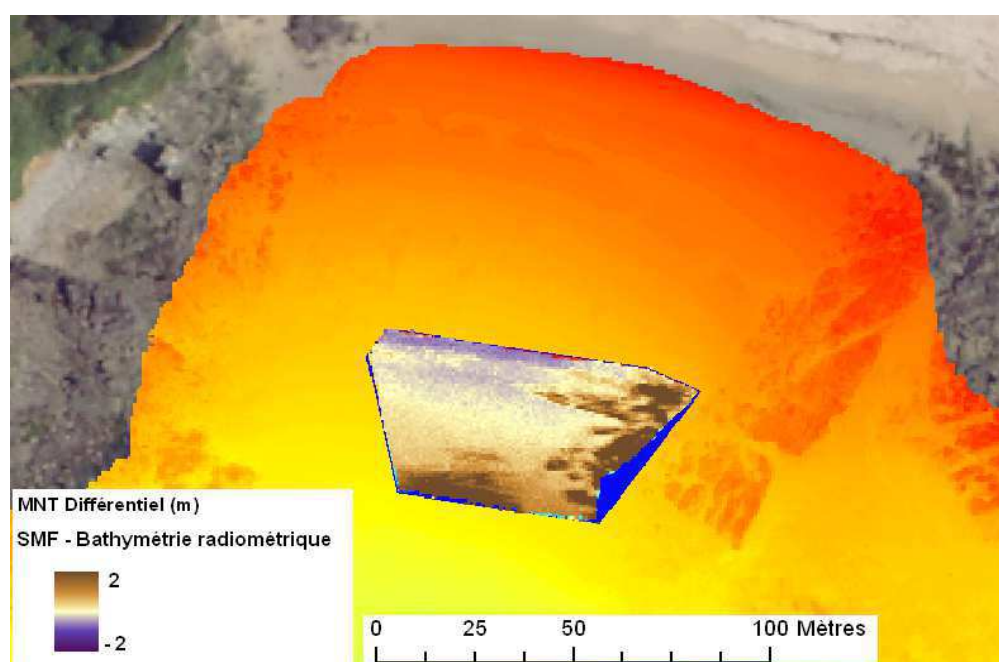


Figure II.27 : Ecart résiduel entre la bathymétrie mesurée au sondeur multi-faisceau (le 15/09/2008) et la profondeur calculée par radiométrie (à partir d'images acquises le 18/06/2008) après correction d'un biais en altitude de 1,2 m.

II.3- Scanner Laser Terrestre (Terrestrial Laser Scan : TLS)

Les progrès dans la maîtrise des technologies Laser ont permis de mettre au point de nouveaux instruments de mesure extrêmement précis, tels que le LIDAR (*Light Detection and Ranging*). On a désormais recours à ces systèmes LIDAR (terrestres ou aéroportés) dans des domaines aussi variés que l'architecture, l'archéologie, l'industrie, ou encore la topographie (Fröhlich et Mettenleiter, 2004 ; Slob et Hack, 2004)...

II.3-a/ Principe de la mesure laser

Descendant du Maser (*Microwaves Amplification by Stimulated Emission of Radiation*), le Laser (*Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation*) est un dispositif émettant un rayonnement électromagnétique amplifié par émission stimulée. Les longueurs d'ondes concernées étaient d'abord les micro-ondes (Maser), puis se sont étendues aux domaines de l'infrarouge, du visible, de l'ultraviolet et plus récemment aux rayons X. Une source Laser associe un amplificateur à une cavité optique dont les caractéristiques géométriques imposent la géométrie du faisceau émis, toujours très directif (peu divergent) et spatialement et temporellement cohérent. Ainsi la lumière laser est extrêmement directionnelle. De plus le rayonnement émis est d'une grande pureté puisqu'il ne contient qu'une longueur d'onde précise imposée par le milieu amplificateur.

Il existe deux méthodes de mesure de distance par laser :

- la méthode par "laser pulsé" ou "temps de vol"
- la méthode par mesure de phase.

La méthode par laser pulsé repose sur la mesure du temps d'aller-retour du signal (Fig. II.28). Une brève impulsion est émise par une source laser (Delaye, 2000) et se réfléchit sur une surface cible dont on veut mesurer la distance. Le signal retour est transmis, via une lentille, à une photodiode qui génère alors un signal électrique. L'intervalle de temps entre l'impulsion émise et l'impulsion reçue est ensuite transcrit en distance entre la cible et l'instrument de mesure (Eq. II.11). En raison de la nature du signal utilisé, une faible incertitude sur la mesure du temps d'aller-retour de l'impulsion générera d'importantes erreurs en position. En effet, une imprécision d'une nanoseconde représente une erreur de 15 cm sur la distance mesurée.

$$D = \frac{c\Delta t}{2} \quad (\text{Eq. II.11})$$

avec : D : distance (m)

c : vitesse de la lumière ($3 \cdot 10^8$ m/s)

Δt : temps d'aller-retour de l'impulsion (s)

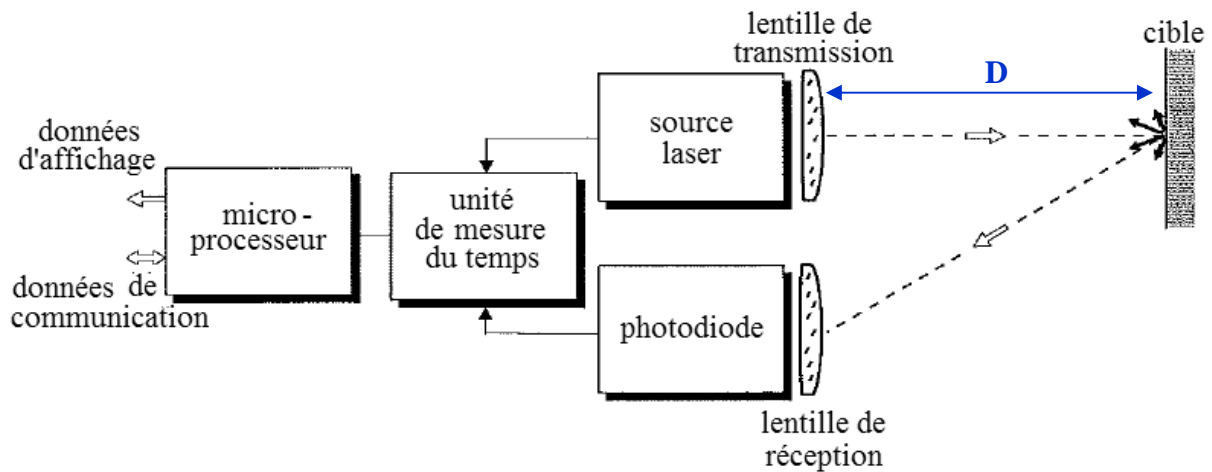


Figure II.28 : Principe de mesure d'un système à laser pulsé.

La méthode par mesure de phase (Delaye, 2000) consiste quant à elle en une modulation en fréquence du signal laser, puis en une comparaison de la phase à l'émission et à la réception. La différence de phase (obtenue modulo 2π) ne permet pas, à elle seule, de calculer la distance (Eq. II.12). Mais en faisant la mesure avec différentes fréquences et en combinant linéairement les résultats, on lève l'ambiguïté sur k et on peut ainsi déterminer la distance exacte. On a recours aux systèmes par mesure de phase essentiellement lorsqu'il est impossible d'utiliser une horloge suffisamment précise pour déterminer le temps de vol d'une impulsion.

$$D = \frac{c\Delta\Phi}{4\pi f} + k \quad (\text{Eq. II.12})$$

avec : D : distance (m)

c : vitesse de la lumière (3e8m/s)

f : fréquence de modulation (Hz)

k : entier correspondant à l'ambiguïté sur le nombre de longueurs d'ondes à résoudre

$\Delta\Phi$: la différence de phase

II.3-b/ Fonctionnement du Scanner Laser Terrestre

Le Scanner Laser Terrestre (TLS - *Terrestrial Laser Scan*) est un système LIDAR basé sur la technologie laser pulsé pour déterminer la distance séparant l'instrument du point à mesurer. Les LIDAR topographiques émettent dans le proche infra-rouge tandis que les LIDAR bathymétriques émettent simultanément dans le proche infra-rouge et dans le vert ($\lambda = 532 \text{ nm}$, domaine spectral de transparence des eaux). Les caractéristiques évoquées par la suite concernent plus particulièrement le modèle de TLS LMS-Z390i de marque RIEGL (Fig. II.29) utilisé lors de ces travaux.



Figure II.29 : Scanner laser terrestre RIEGL LMS-Z390i utilisé par le laboratoire Domaines Océaniques.

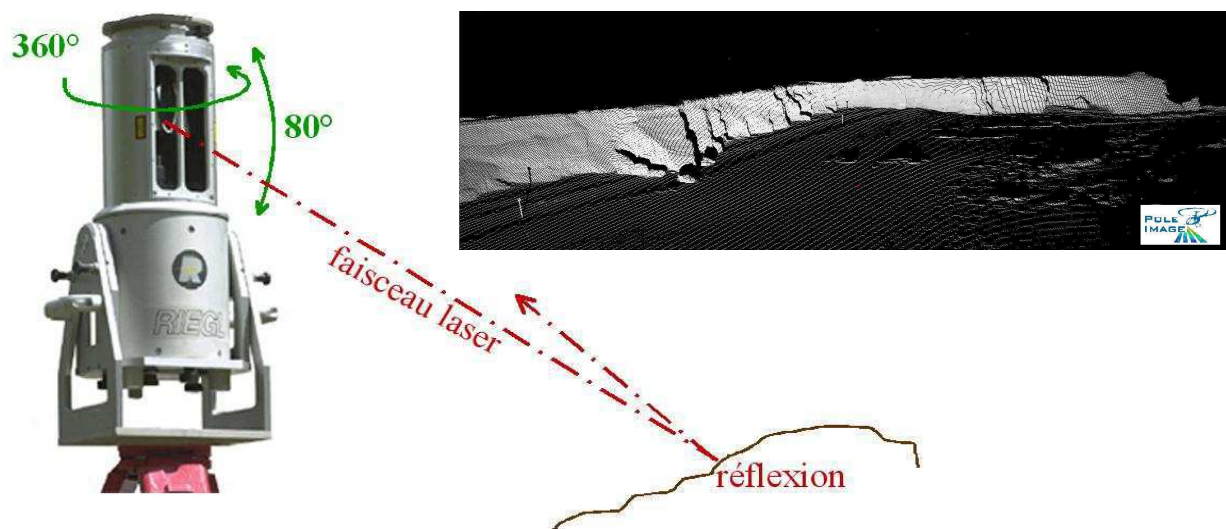


Figure II.30 : Principe de l'acquisition scanner et exemple de nuage de points 3D.

La mesure de distance TLS-point mesuré est répétée dans toutes les directions de l'espace avec une cadence d'acquisition de 8000 points/s (Fig. II.30). La direction de propagation du faisceau laser dans le plan vertical est asservie par l'inclinaison de miroirs rotatifs, et ce sur une ouverture de 80°. La direction de propagation dans le plan horizontal est contrôlée par la rotation à 360° de la tête du scanner. Le résultat ainsi obtenu est un nuage de points 3D modélisant la topographie du terrain avoisinant le scanner, chaque point étant défini par sa position en x, y et z dans un repère relatif lié au scanner.

Le RIEGL LMS-Z390i émet avec une longueur d'onde de $\lambda = 1550 \text{ nm}$. Sa portée est de 400 m pour une surface réfléchissante à 80% et 140 m pour une surface réfléchissante à 10%. L'erreur moyenne de mesure due à l'appareillage est de $\pm 3 \text{ mm}$ (pour une mesure à 50 m) (Riegl Documentation technique, 2007).

La résolution angulaire du TLS (écart entre deux directions d'impulsions laser successives) est ajustable (au maximum 0,001°) et ce indépendamment dans le plan vertical et dans le plan horizontal. Toutefois, la résolution spatiale au sol du nuage de points dépend, outre la résolution angulaire paramétrée, de la distance TLS-point mesuré et de l'angle d'incidence des faisceaux laser par rapport

à la surface impactée (et donc de la hauteur du scanner et de la pente du terrain) (Fig. II.31 et II.32) (Annexe A.4/1).

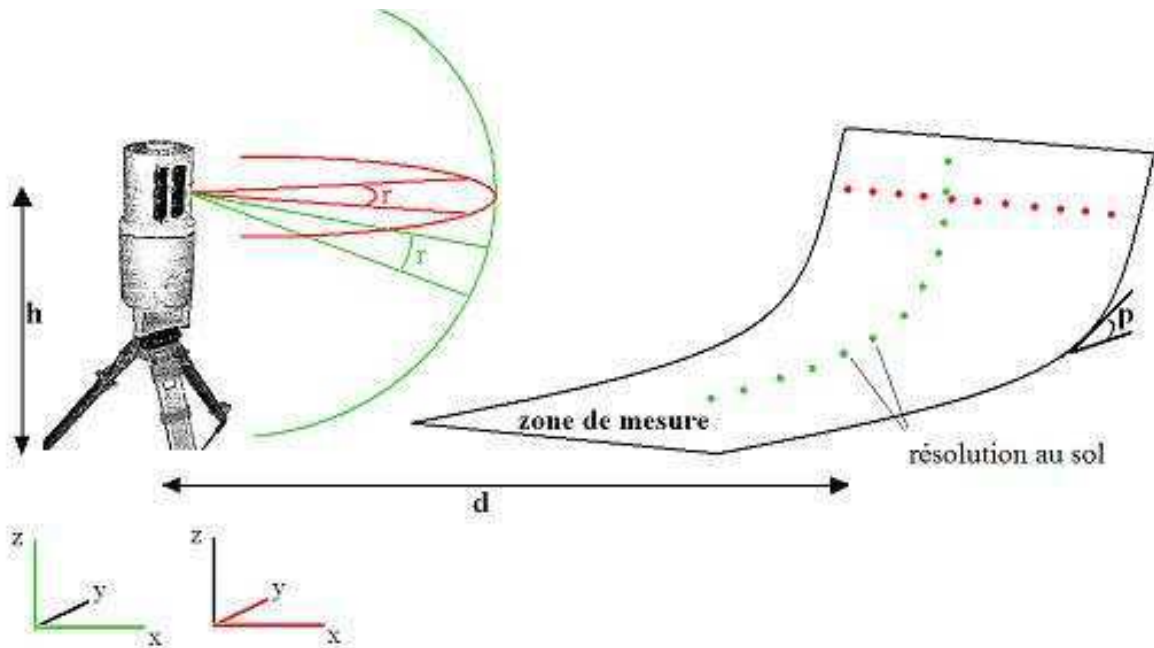


Figure II.31 : Résolution au sol en fonction des paramètres d'acquisition et de la topographie.
 En vert : résolution suivant le plan (x,z) dépendant de la résolution angulaire r du balayage vertical, de la hauteur h et de la distance d du scanner et de la pente locale.
 En rouge : résolution suivant le plan (x,y) dépendant de la résolution angulaire r du balayage horizontal et de la distance au scanner d (points rouges).

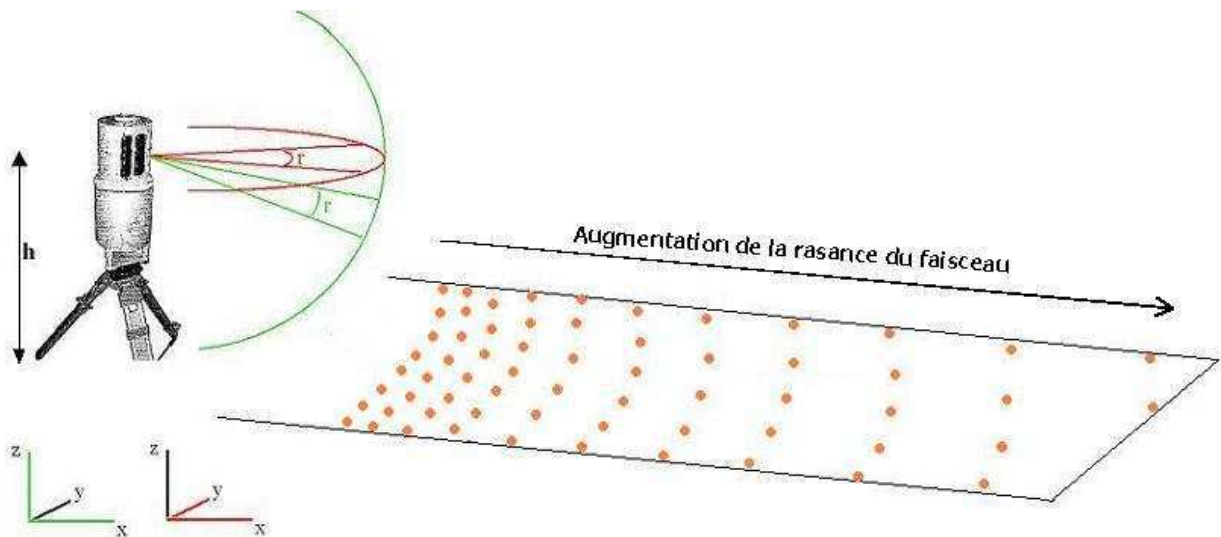


Figure II.32 : Variation de la densité du nuage de points scanner acquis sur un sol faiblement penté (type plage).

Parmi les paramètres influençant la résolution cités ci-dessus, le paramètre prépondérant s'avère être la distance TLS - point mesuré, cette distance ayant surtout des conséquences sur la résolution verticale lors d'une acquisition sur une surface de pente faible (Fig. II.33).

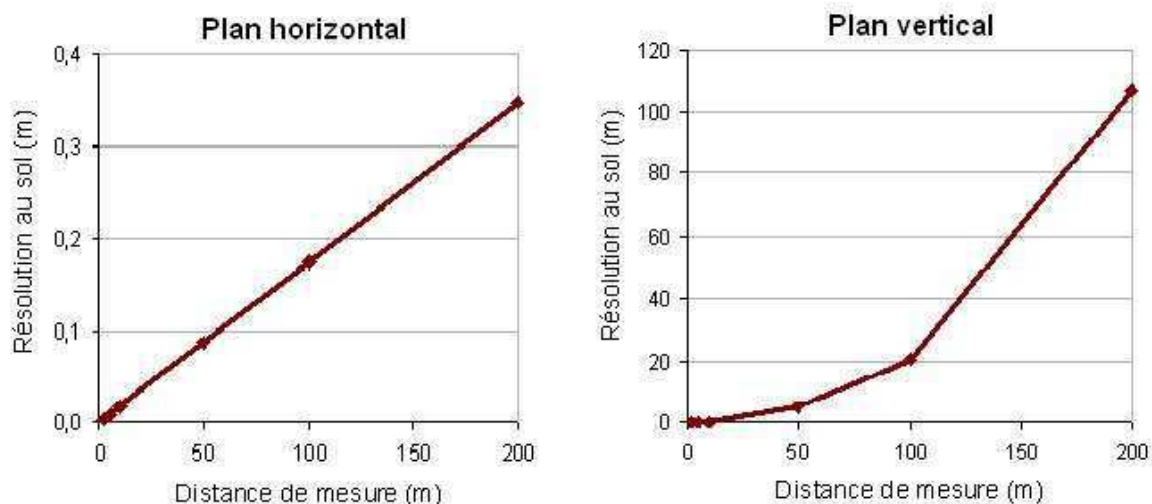


Figure II.33 : Résolution au sol dans les plans horizontaux et verticaux en fonction de la distance TLS - point mesuré, pour une résolution angulaire de 1° , une hauteur de scanner de 1 m et un terrain parfaitement plat.

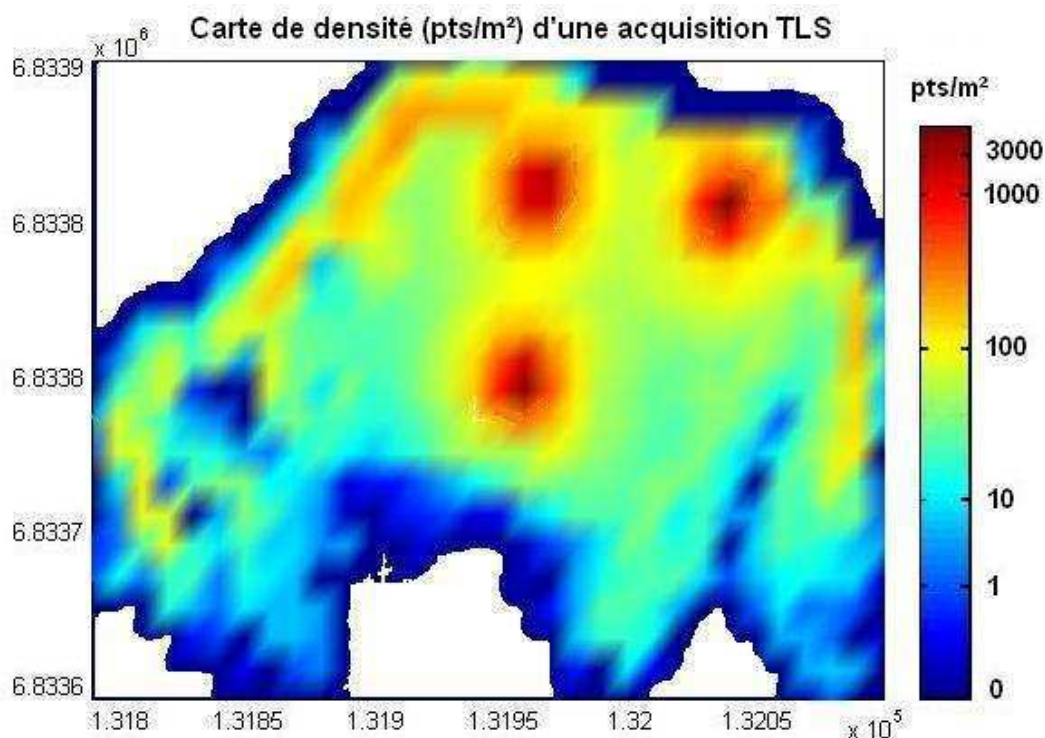


Figure II.34 : Carte de densité d'un nuage de points acquis à Porsmilin, avec trois mises en station du TLS.

Ainsi, la densité de points du nuage 3D est complètement hétérogène, la majeure partie de ces points étant acquise à proximité du scanner (Fig. II.34). En effet, environ 70% des points du nuage se situent dans les 15 m entourant le scanner. Cette résolution irrégulière doit être prise en compte lors de l'étape de traitement des données.

II.3-c/ Mise en œuvre du TLS

L'objectif de cette partie est d'exposer dans un premier temps le protocole générique d'acquisition au TLS (Fig. II.35), puis de décrire comment adapter au mieux ce protocole pour un levé en domaine littoral.

II.3-c/ 1. Protocole d'acquisition

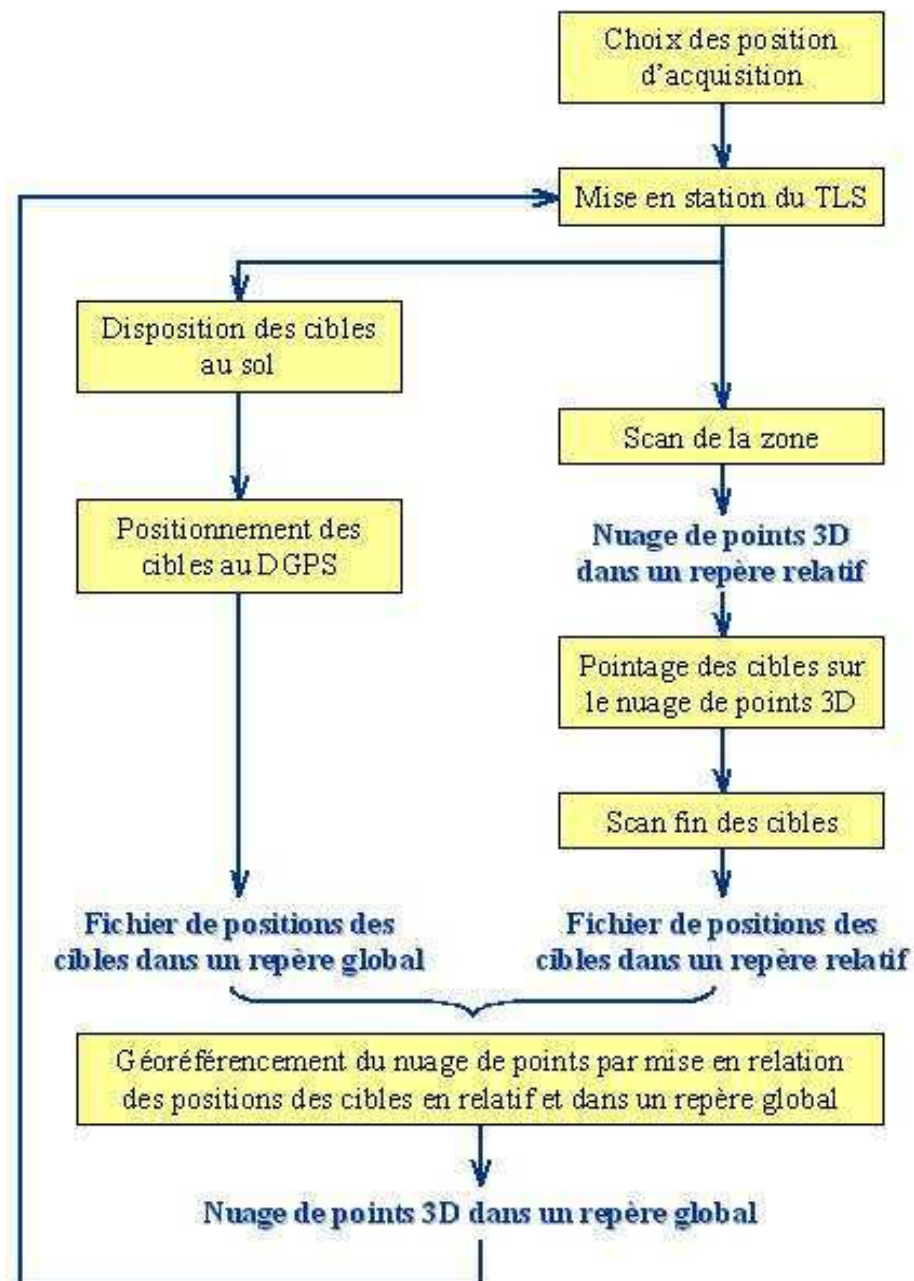


Figure II.35 : Organigramme du protocole d'acquisition.

En domaine littoral et dans des conditions normales d'utilisation, la portée du RIEGL LMS Z-390i est de l'ordre de 300 m. Par conséquent, il est souvent nécessaire de procéder à plusieurs mises en station pour couvrir une zone donnée avec une résolution convenable et la plus homogène possible et pour limiter les phénomènes de masquage. Il suffira alors de fusionner les nuages de points acquis depuis chaque position de mise en station pour reconstituer le nuage total sur l'ensemble de la zone. Après avoir défini des positions optimales de mises en station en fonction de la configuration de la zone et du temps imparti, l'acquisition proprement dite peut débuter.

Ces travaux porteront uniquement sur des levés scanner en mode statique. Dans ce cas, pour plus de précision, on ne mesure pas la position du TLS lui-même, mais celle de cibles réfléchissantes préalablement réparties sur la zone et qui permettront de géoréférencer le nuage de points 3D dans un repère absolu. La géolocalisation des cibles (au DGPS ou au tachéomètre) est donc une étape primordiale pour la qualité de l'acquisition. Les cibles ayant été mises en place et mesurées, le TLS étant installé sur son trépied, on procède à un premier scan général sur 360°. Si une zone s'avère plus particulièrement intéressante, un deuxième scan peut être effectué depuis la même position avec une meilleure résolution. Le nuage de points obtenu représente l'environnement "visible", c'est à dire la topographie, mais aussi la végétation, les personnes, les véhicules... A ce stade, il s'agit d'une mesure relative, chaque point étant repéré par sa position par rapport au TLS. Une représentation par valeurs d'intensité permet de repérer et de pointer "grossièrement" les cibles réfléchissantes. Enfin, un scan à très fine résolution (11000 points/s) est effectué spécifiquement sur les zones pointées afin de positionner les cibles au plus précis.

Le logiciel d'acquisition RiscanPro calcule une matrice de passage faisant correspondre la position absolue des cibles à leur position relative dans le nuage. Cette matrice permet ensuite de géoréférencer l'ensemble du nuage de points.

On peut alors déplacer le TLS jusqu'à la position de mise en station suivante.

Si la zone est de taille relativement restreinte, il est préférable de ne pas déplacer les cibles lors d'un changement de position du TLS afin que des cibles communes apparaissent d'un nuage de points à l'autre. Toutefois, en pratique, les zones à mesurer sont souvent trop étendues pour que les cibles soient clairement discernables d'une position scanner à l'autre. Aussi, chaque nouvelle mise en station du TLS s'accompagne-t-elle fréquemment d'une re-disposition des cibles et de leur re-positionnement au DGPS.

II.3-c/ 2. Optimisation du protocole d'acquisition

Selon la zone d'étude, les conditions d'acquisition et la qualité requise sur les données, chaque étape de la méthode d'acquisition présentée précédemment peut faire l'objet d'adaptations ou d'améliorations.

- **Influence de la nature du sol**

La qualité du signal reçu lors d'une mesure scanner dépend, entre autres paramètres, de l'intensité du signal retour et par conséquent de la nature du sol (Jutzi et Stilla, 2006). En effet, le TLS émet un faisceau dans le proche infra-rouge (1550 nm) qui est absorbé par l'eau. Par conséquent, un sol humide ou mouillé ne réfléchira que peu ou pas le signal (Fig. II.36). Ce point constitue un inconvénient majeur pour des acquisitions en zone littorale puisqu'il faut attendre la fin de l'étalement de basse mer pour effectuer la mesure sur une plage la plus sèche possible. Cette dépendance à la marée impose une contrainte en temps sur la mesure en zone inter-tidale.

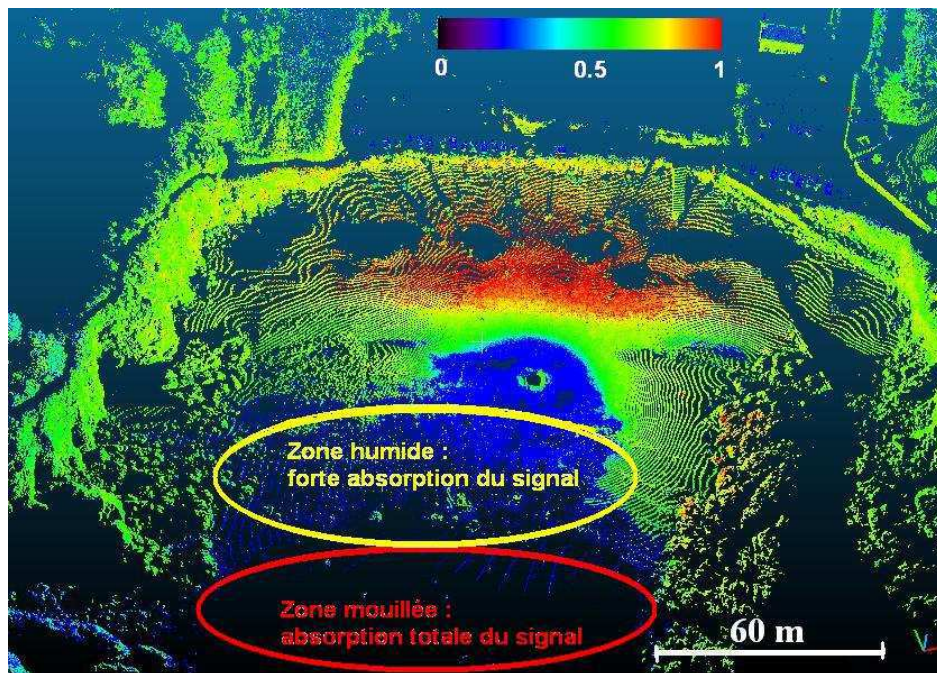


Figure II.36 : Nuage de points acquis à Porsmilin dont l'échelle de couleurs reflète l'intensité normalisée du signal reçu. Plus l'humidité du sol augmente, plus le signal reçu est dégradé.

Toutefois, comme l'évoque l'annexe A.4/2, le fait que l'intensité du signal soit fonction de la nature du sol peut également être exploité.

L'acquisition est également conditionnée par les conditions météorologiques. En effet, l'humidité de l'air participe à l'absorption du signal et peut diminuer considérablement la portée du faisceau laser. En cas de pluie, les données deviennent même inexploitable car les gouttes d'eau apparaissent comme des taches d'absorption (sans données) sur le nuage de points.

- **Définition des positions d'acquisition**

Le TLS procède seulement à l'acquisition des zones "visibles" de la topographie. Les rochers, les constructions, la végétation ou le terrain lui-même créent ainsi des zones d'ombre sur le nuage de points (Fig. II.37)(Buckley, 2008). Il est donc impératif de choisir les positions de mise en station de

façon à limiter ces zones d'ombre, tout au moins lors de l'assemblage des différents nuages de points acquis depuis chaque position.

Ces positions de mise en station doivent en outre être réparties de telle façon que l'assemblage des nuages de points homogénéise au maximum la résolution du nuage de points total. Plus on multiplie les mises en station, meilleure est la résolution du nuage final.

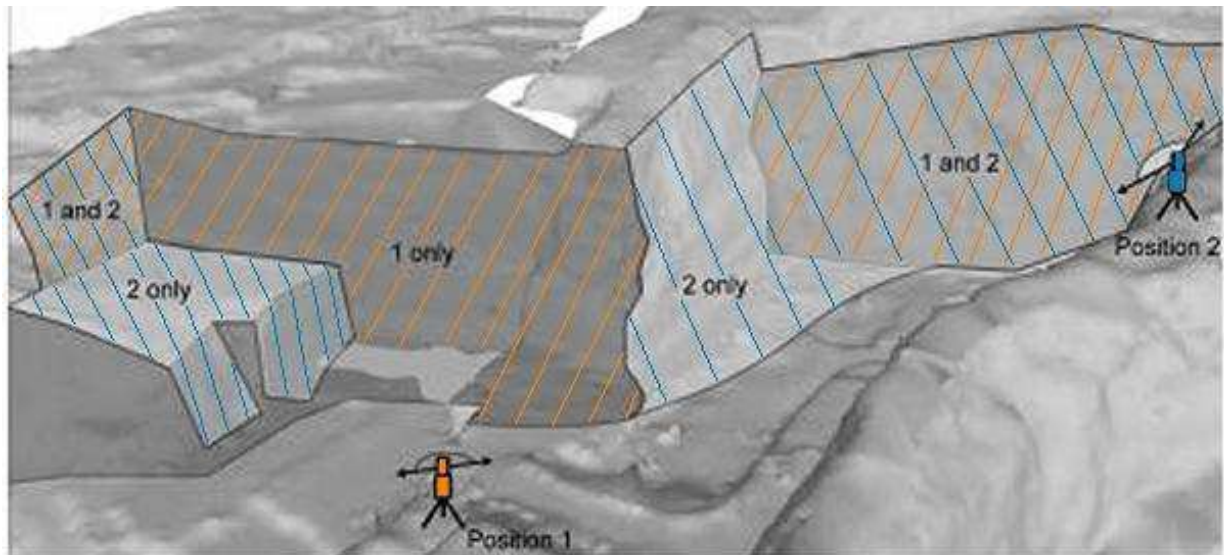


Figure II.37 : Principe de la minimisation des zones d'ombre par le choix judicieux des positions de mise en station (d'après Buckley, 2008).

- **Temps d'acquisition**

Nous avons évoqué précédemment que les acquisitions en domaine littoral étaient contraintes dans le temps par les horaires de marée. La basse mer ne laissant qu'un court intervalle de temps (pas plus de 1 h sur le bas de plage), il est donc important d'optimiser le temps d'acquisition en fonction du nombre de positions de mise en station nécessaires, de la résolution angulaire choisie, la fenêtre de scan... En effet, la durée effective du scan peut aller de 2 min (pour un panorama avec une résolution angulaire de $0,12^\circ$) jusqu'à 15 min (pour un panorama avec une résolution angulaire de $0,07^\circ$). De plus, entre l'installation, la disposition et le positionnement des cibles, l'acquisition et le rangement du matériel, il faut compter entre 45 min et 1 h pour chaque mise en station. Il faut donc trouver un bon compromis entre la qualité des données et le temps d'acquisition (lié au temps de "découvrement" de la plage).

- **Choix et positionnement des cibles**

Le choix des cibles, leur disposition judicieuse et la précision de leur positionnement sont des points fondamentaux pour la qualité du levé scanner. En effet, si la précision instrumentale est de ± 3 mm à 50 m, la principale source d'erreur sur les données finales provient du géoréférencement du nuage de points dans un repère global via les cibles. L'imprécision de la mesure DGPS ou

tachéomètre (cf. II.1) sur la position des cibles se reporte donc sur le nuage de points scanner lors de son recalage dans un système géographique.

La réduction de ce biais de mesure passe donc par le choix de cibles (Fig. II.38) les plus appropriées à la zone (forme, taille...). Par exemple, des disques réfléchissant seront plus adaptés pour les topographies abruptes ou fortement pentées (falaise, dunes...) alors que les cylindres réfléchissant sont plus pratiques lorsqu'il s'agit d'imager des surfaces planes telles que les plages.

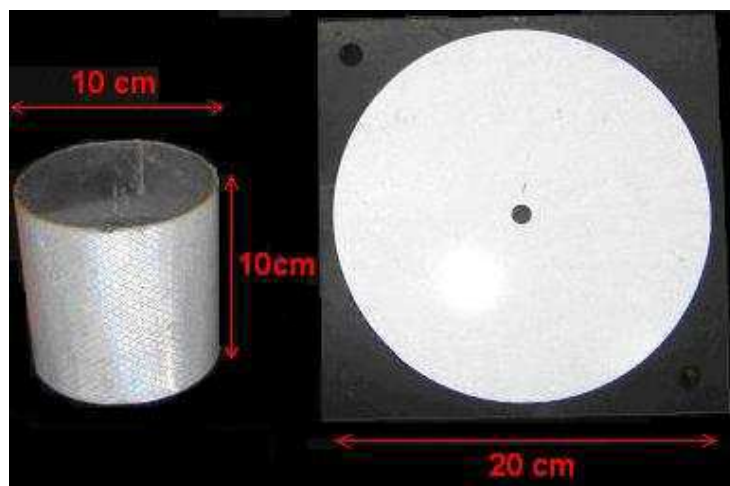


Figure II.38 : cibles réfléchissantes cylindriques (utilisées sur des surfaces planes) et circulaire (utilisée pour des surfaces fortement pentées ou verticales).




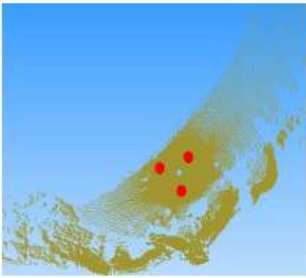


Position des cibles géoréférencées au DGPS (points rouges)	Configuration(s) possible(s) après recalage du nuage de points sur les cibles géoréférencées par permutation circulaire		
 a)			
 b)			

Figure II.39 : Importance du positionnement des cibles pour le recalage du nuage de points.
a) Les cibles étant réparties de manière uniforme, le logiciel à plusieurs possibilités pour recaler le nuage de points. La limite de reconnaissance des points par la méthode de permutation circulaire est atteinte.
b) Les cibles étant réparties de manière irrégulière, il n'existe qu'une solution valide.

En outre, les cibles doivent être disposées judicieusement, de manière non-uniforme autour du TLS. En effet, pour géoréférencer le nuage de points 3D (défini dans un repère relatif), le logiciel d'acquisition apparie, par permutation circulaire, les positions relatives des cibles pointées lors du scan aux positions absolues mesurées et en déduit une matrice de passage. Cette matrice est ensuite appliquée à l'ensemble du nuage de points. La répartition non-uniforme des cibles permet d'éviter les ambiguïtés lors de la permutation circulaire (Fig. II.39) et donc de minimiser les erreurs au cours de cette étape.

D'autre part, l'utilisation d'un nombre important de cibles (10 à 20 en pratique) et leur éloignement du scanner (en prenant garde toutefois qu'elles restent visibles durant le scan) permettent de diminuer l'erreur de recalage du nuage de points (Annexe A.4/3).

Enfin, le protocole optimal consiste à recalcr les nuages de points les uns par rapport aux autres grâce aux cibles visibles depuis plusieurs positions de mise en station. Il est alors possible de créer un nuage total en relatif et de géoréférencer tout l'ensemble. Néanmoins, en pratique, étant données les surfaces à couvrir en un temps limité, il est difficile de conserver les mêmes cibles pour tout le levé.

Si ces recommandations sont respectées, alors l'erreur finale sur le nuage de points géoréférencé est du même ordre de grandeur que l'imprécision sur le positionnement des cibles. Ainsi, pour un positionnement des cibles au DGPS, on peut s'attendre à une erreur de +/- 5 cm à 50 m du scanner.

II.3-d/ Protocole de traitements

L'ensemble de la chaîne de traitement que nous avons mise en oeuvre est résumé par l'organigramme en Figure II.40. Dans les paragraphes suivants, nous en aborderons chaque étape de manière plus détaillée.

II.3-d/ 1.Géoréférencement des données

Pour chacune des mises en station, un nuage de points brut géoréférencé correspond à un fichier ASCII sur 3 colonnes : x, y, z (par exemple en Lambert 93). Or, en raison de la très haute résolution de la mesure, ces fichiers deviennent rapidement volumineux (350 MB pour un scan à 0.07° de résolution angulaire) et la plupart des logiciels ne supporte plus leur affichage 3D à l'écran.

Comme toutefois, sur une zone d'étude donnée, seuls les derniers chiffres des coordonnées en x, y sont "significatifs", on peut pallier à ce problème de volume de données en passant en coordonnées "réduites", c'est à dire en tronquant les premiers chiffres (invariables sur la zone) de chaque coordonnées (Tableau II.1). Cette opération n'affecte en rien la précision des données et permet de diminuer d'environ 20% la taille du fichier. L'affichage est non seulement possible, mais plus on réduit la taille du fichier, plus il est rapide, ce qui représente un gain de temps significatif lors du traitement (Tableau II.2).

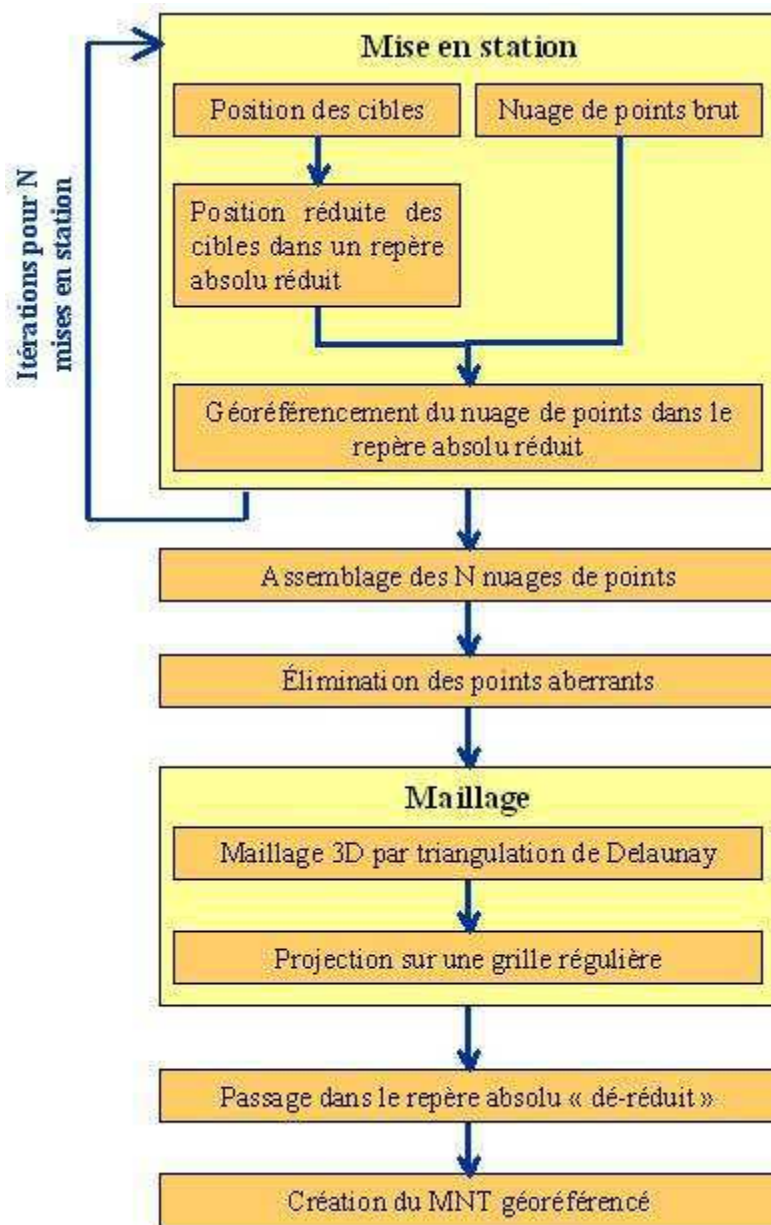


Figure II.40 : Organigramme de la chaîne de traitement de données TLS.

X	Y	Z
Coordonnées d'un point dans un repère absolu (Lambert 93)		
131887.286	6833814.831	22.736
Coordonnées du même point dans le repère absolu réduit ("Lambert 93 réduit")		
887.286	3814.831	22.736

Tableau II.1 : Exemple de passage de coordonnées absolues en coordonnées réduites pour un point choisi arbitrairement.

Logiciel utilisé	Séquençage du traitement	Durée dans un repère global (s)	Durée dans un repère local (s)	Gain de temps (%)
Riscan	Export du nuage brut	110	90	18
Fledermaus	Import du nuage brut	70	60	14
	Mise au format pour le nettoyage	200	170	15
	Export du nuage nettoyé	130	100	23
3Dreshaper	Import du nuage nettoyé	38	30	21
	Maillage	230	170	26
	Échantillonnage	40	30	25
	Export du nuage échantillonné	40	30	12
Fledermaus	Import du nuage échantillonné	40	40	0
	Maillage	60	50	17
	Export du maillage final	20	20	0
Total :		16min 18sec	13min 10sec	19,2

Tableau II.2 : Réduction du temps de traitement (environ 20%) et visualisation plus fluide des données grâce au passage en coordonnées réduites.

A l'issue des traitements, il suffit de "dé-réduire" les données (retranscription en référentiel complet) en réinscrivant devant chaque coordonnée les chiffres dont elle avait été temporairement amputée.

II.3-d/ 2. Assemblage des données

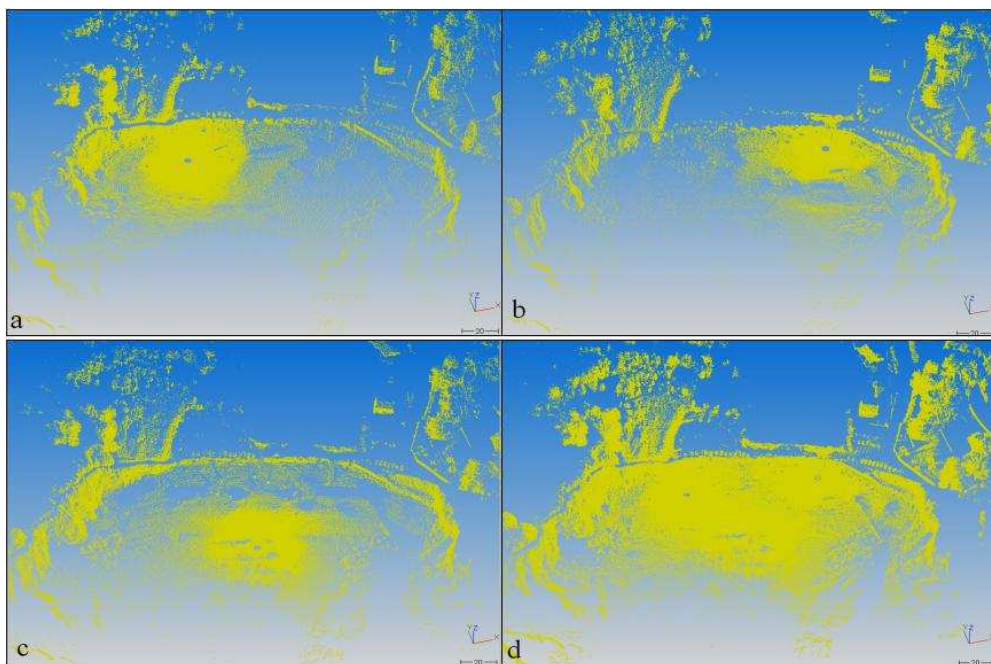


Figure II.41 : Assemblage de trois nuages de points (a,b,c) correspondant chacun à une mise en station du TLS pour obtenir un seul jeu de données global (d).

Afin de limiter les erreurs liées au passage d'un repère relatif à un repère absolu (cf. Annexe A.4/3), nous préconisons de recaler au préalable les nuages de points les uns par rapport aux autres grâce aux cibles communes, de les regrouper et enfin de géoréférencer l'ensemble (Fig. II.41). Néanmoins, si, comme c'est généralement le cas en pratique lorsqu'il s'agit de couvrir de vastes surfaces, il n'y a pas (ou peu) de cibles communes d'une position de mise en station à l'autre, alors les nuages de points sont géoréférencés séparément puis assemblés par concaténation des fichiers ASCII associés.

II.3-d/ 3. Filtrage des données

A ce stade, le nuage de points total géoréférencé n'en comporte pas moins un certain nombre de points aberrants ou ne représentant pas la topographie *stricto sensu* (points induits par des réflexions multiples, des objets ou personnes situés sur la trajectoire du faisceau laser...). Ces points doivent être détectés et éliminés. Tout comme doivent être éliminés les points situés en dehors de la zone d'étude (Werbrouck *et al.*, 2011).

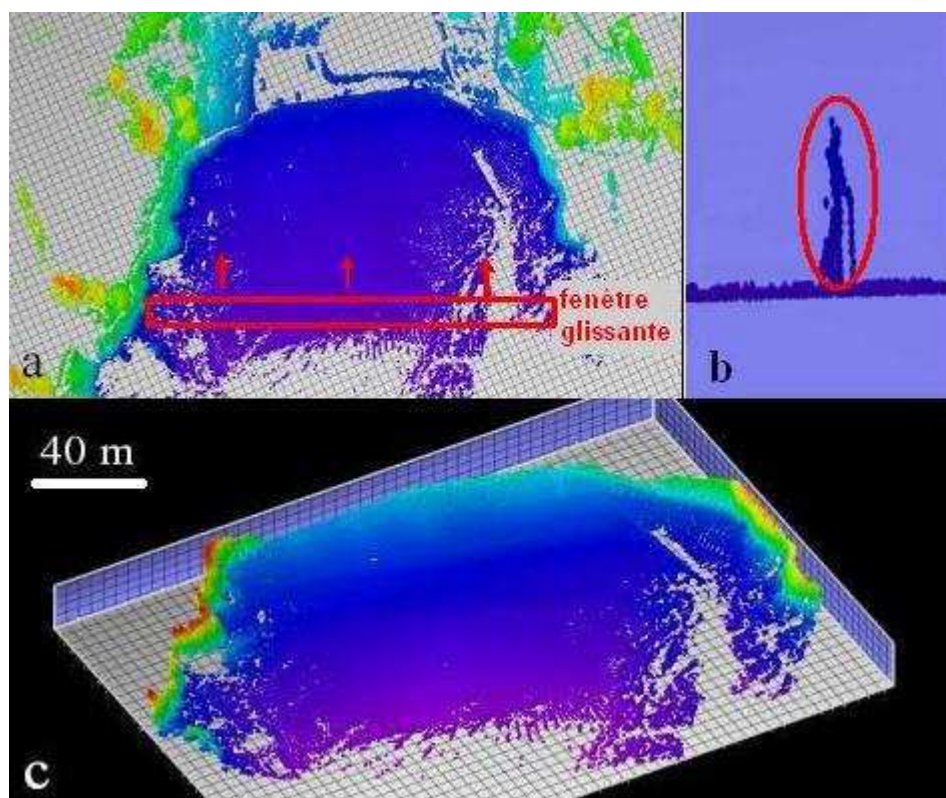


Figure II.42 : Nettoyage des données avec le logiciel Fledermaus.
a) Utilisation d'une fenêtre glissante pour visualiser un petit échantillon de données.
b) Suppression des points aberrants (ici une personne qui marche).
c) Nuage de points nettoyé représentant la topographie uniquement.

Fledermaus, logiciel de traitement de données bathymétriques permettant de travailler avec plusieurs millions de points simultanément, nous permet de procéder manuellement à ce "nettoyage" des données. Le déplacement d'une fenêtre glissante permet de visualiser le nuage de points tranche par tranche (Fig. II.42) afin de mieux localiser les points aberrants. Environ 30 à 35% des points sont finalement supprimés.

II.3-d/ 4. Création du MNT

L'étape finale est la génération d'un MNT, via un maillage des données et une interpolation. Toutefois, le maillage d'un nuage de points scanner se heurte à deux difficultés majeures :

- la gestion de surfaces verticales ou de cavités ;
- la résolution très hétérogène du nuage de points (de quelques millimètres à quelques mètres).

Représenter fidèlement une paroi verticale ou surplombante implique d'utiliser un maillage 3D, qui, pour chaque position planimétrique (x,y), peut admettre plusieurs valeurs d'altitude z. D'autre part, l'utilisation d'un maillage TIN (*Triangulated Irregular Network*) (Peucker *et al.*, 1978 ; Werbrouck *et al.*, 2011) permet d'exploiter pleinement les données acquises. En effet, là où un maillage en grille régulière aurait engendré un moyennage sur les zones ayant une forte densité de points et un maillage lacunaire dans les zones peu résolues, le maillage TIN adapte sa résolution à celle des données. Concrètement, ce maillage est formé d'un ensemble de facettes triangulaires s'approchant au maximum de triangles équilatéraux. Ces facettes, contiguës mais non-chevauchantes, relient entre eux les points du nuage.

Pour mettre en oeuvre un tel maillage, nous utilisons le logiciel 3D-Reshaper, dédié tout particulièrement aux traitements de données scanner. Les tailles minimales et maximales des triangles sont ajustées en fonction de la densité de points et de la précision requise (Fig. II.43).

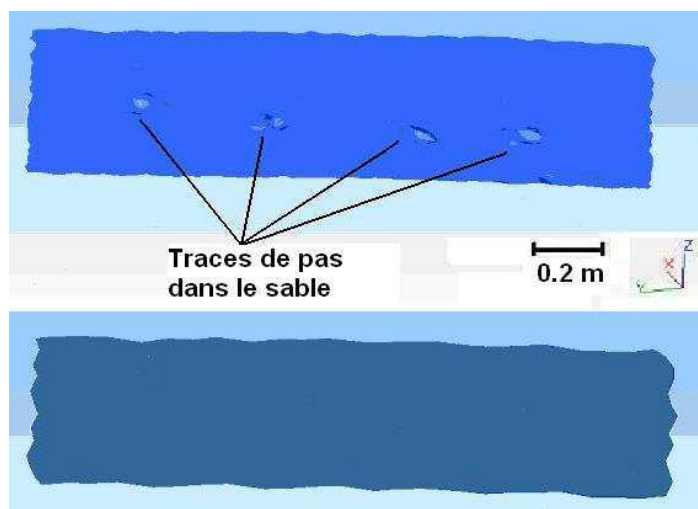


Figure II.43 : Influence du choix de la résolution du maillage.

Le résultat du maillage est ensuite re-projeté et interpolé sur une grille régulière fine, plus facilement manipulable et exploitable. Le MNT obtenu a une précision de +/- 5 cm et une résolution dépendant de la taille de maille de la grille d'interpolation choisie (Fig. II.44).

Si une image aérienne avec une résolution suffisante est disponible (photographies drone, images de la BD-ortho de l'IGN...), elle peut être drapée sur le MNT afin d'avoir une représentation 3D et en couleurs réelles de la topographie (Fig. II.45).

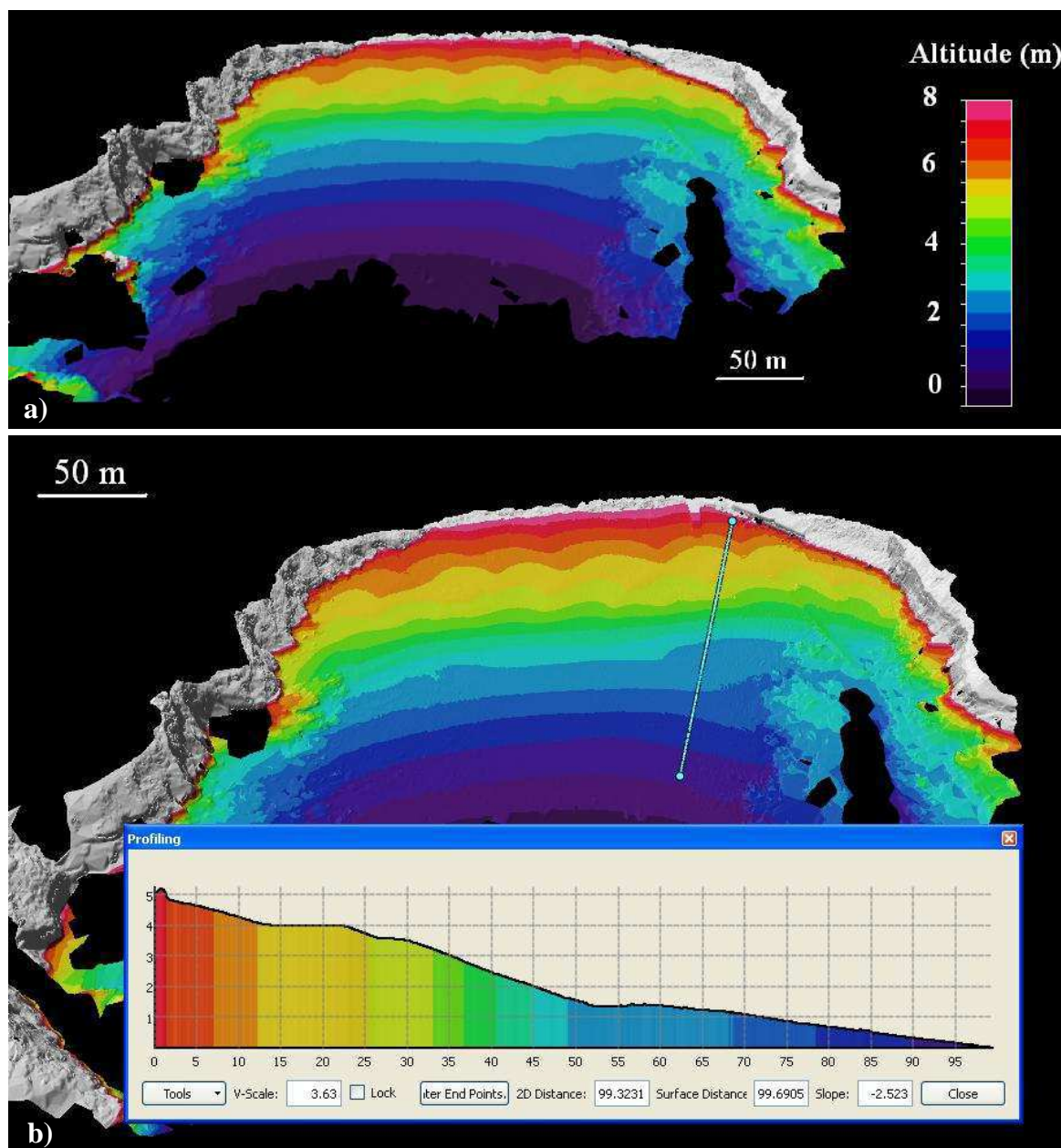


Figure II.44 : Modèle Numérique de Terrain (résolution : 10 cm) de la Plage de Porsmilin (a) et visualisation d'un profil transversal sur ce même MNT (b).



Figure II.45 : *Drapage d'une mosaïque de photographies drone très haute résolution sur un MNT scanner de la plage de Porsmilin.*

Enfin, l'information topographique du MNT pourrait être complétée par une information de texture et donc de nature du sol. En effet, comme évoqué en II.3-c/ 2., le niveau d'intensité du signal retour dépend de paramètres géométriques (angle d'incidence du faisceau laser, distance du point mesuré...) et de la nature du sol. En nous affranchissant des paramètres géométriques, on pourrait donc accéder aux propriétés physiques du terrain (Annexe A.4/2).

II.4- Suivi de la zone sub-tidale au sondeur multi-faisceaux

La partie externe du cordon littoral étant inobservable depuis la terre, le suivi de la zone subtidale est généralement effectué en utilisant des techniques acoustiques. Pour réaliser ces sondages bathymétriques, les échosondeurs sont désormais largement utilisés sur les navires, tout comme les Sondeurs Multi-Faisceaux (SMF) qui, selon leurs caractéristiques, permettent de cartographier les fonds avec une résolution centimétrique à métrique (Ernsten *et al.*, 2006). Initialement employées pour réaliser des cartes marines et assurer la sécurité de la navigation, les données bathymétriques acquises par SMF atteignent désormais des résolutions spatiales telles qu'elles deviennent une source d'informations très intéressantes pour les géosciences marines (Locat et Sanfaçon, 2000), notamment pour étudier des structures morphologiques caractéristiques (dunes sous-marines, rides de courants, barre d'avant-plage, ...) et quantifier les transferts sédimentaires.

Dans le cadre du suivi du continuum terre-mer, nous cherchons donc à acquérir des données SMF suffisamment précises et résolues pour imager les caractéristiques morpho-sédimentaires de la zone sub-tidale, identifier les zones d'engraissement ou d'érosion sur la plage sub-tidale et ainsi compléter la mesure topographique pour étudier l'intégralité du compartiment sédimentaire. Pour que cette fusion avec les données terrestres soit cohérente, nos levés bathymétriques devraient permettre d'atteindre une précision et une résolution spatiale du même ordre de grandeur que les levés topographiques. Par conséquent, il est fondamental d'utiliser un matériel adapté aux petits fonds. Après une présentation générale du principe de l'acquisition au sondeur, cette partie se recentrera donc plus particulièrement sur les équipements utilisés au cours de cette étude.

II.4-a/ Principe de la mesure sondeur

II.4-a/ 1. Mesure acoustique d'une profondeur

Un sondeur est un système acoustique sous-marin composé de transducteurs et d'antennes qui transforment l'énergie électrique en énergie acoustique et vice versa. L'onde acoustique va se propager à travers une tranche d'eau, se réfléchir sur un obstacle (en général, le fond) et se propager dans la direction inverse jusqu'à l'antenne (White, 1971 ; Hughes-Clarke, 1999 ; Goff *et al.*, 1999 ; Gardner *et al.*, 2000 ; Lurton, 2010). Les transducteurs peuvent être regroupés afin d'améliorer la puissance et la directivité de l'émission.

Un écho-sondeur acoustique détermine la profondeur en émettant une impulsion sonore au travers d'un faisceau directionnel. La mesure du temps Δt nécessaire au signal pour parcourir le trajet navire/fond/navire permet d'accéder à la profondeur P par la formule :

$$P = \frac{c\Delta t}{2} \quad \text{Eq. II.13}$$

avec : c : célérité du son dans l'eau (de l'ordre de 1500 m/s)
 Δt : durée du parcours navire / fond / navire (s)
 P : profondeur (m)

Une des caractéristiques principales d'un échosondeur est sa fréquence d'émission (qui correspond au nombre de vibrations élémentaires émises par secondes). Elle détermine la longueur d'onde du signal, sa portée (amortissement du son dans l'eau augmente avec la fréquence), mais aussi la taille des antennes. Ainsi, selon les instruments, la fréquence peut varier de 10 kHz pour les grands fonds à 400 kHz pour les très petits fonds.

II.4-a/ 2. Architecture du Sondeur Multi-Faisceau (SMF)

L'inconvénient majeur des systèmes mono-faisceaux est que la zone acquise sur le fond est formée d'une tache d'insonification uniforme à l'aplomb du navire (correspondant à une ouverture angulaire de l'ordre de 9 à 12°). La résolution spatiale est donc dégradée par cette large ouverture angulaire. De plus, à moins de multiplier les lignes de lever, les MNT réalisés à partir de ce type de données ne pourront l'être qu'au prix d'une forte interpolation.

Pour pallier à ces problèmes de dégradation de la résolution spatiale, le Sondeur Multi-Faisceau (SMF) mesure simultanément des sondes selon plusieurs directions, sur toute une fauchée perpendiculaire à l'axe du bateau (Fig. II.46)(Lurton, 2010). Généralement, la réception de l'écho réfléchi sur le fond se fait dans l'axe du navire, perpendiculairement à l'émission, en "faisceaux croisés". L'intersection de ces faisceaux sur le fond représente la tache d'insonification. Par rapport à un lever au mono-faisceau, la zone acquise sur le fond est donc beaucoup large et composée d'une "mosaïque" de taches d'insonification mieux résolues (correspondant à une ouverture angulaire de l'ordre de 1,5° dans notre cas).

La densité des données acquises est variable. Longitudinalement à l'axe du navire, elle dépend de la cadence d'acquisition et de la vitesse du bateau. Transversalement, elle dépend de la profondeur et de l'angle d'ouverture du sondeur. En effet, la résolution spatiale sera d'autant meilleure que :

- la fréquence est élevée,
- les angles entre les faisceaux sont étroits,
- la profondeur est faible.

En revanche, plus la profondeur est faible, plus la fauchée en émission est restreinte.

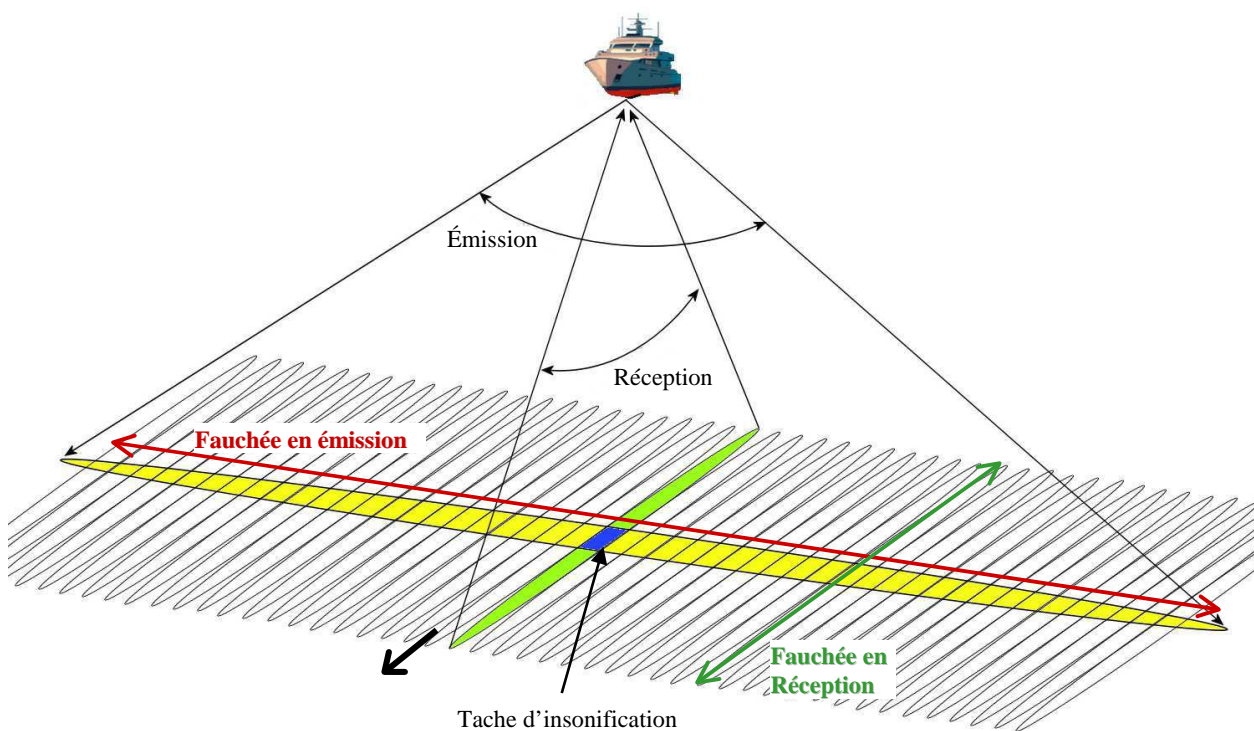


Figure II.46 : Principe de l'acquisition au sondeur multi-faisceau.

Pour cette étude, les données ont été acquises par un SMF petits fonds RESON Seabat® 8101 (Fig. II.47) acquis par l'IUEM en 2008. L'émission est équi-angulaire avec un espacement de $1,5^\circ$ et une fréquence de 240 kHz. La portée est de 0 à 200 m, avec une fauchée angulaire jusqu'à 150° . Par 5 m de fond, cela équivaut à une fauchée sur le fond de 17 m (Annexe A.2). Avec ses 101 faisceaux, ce SMF peut effectuer des acquisitions en petits fonds jusqu'à 15.000.000 sondes par heure.

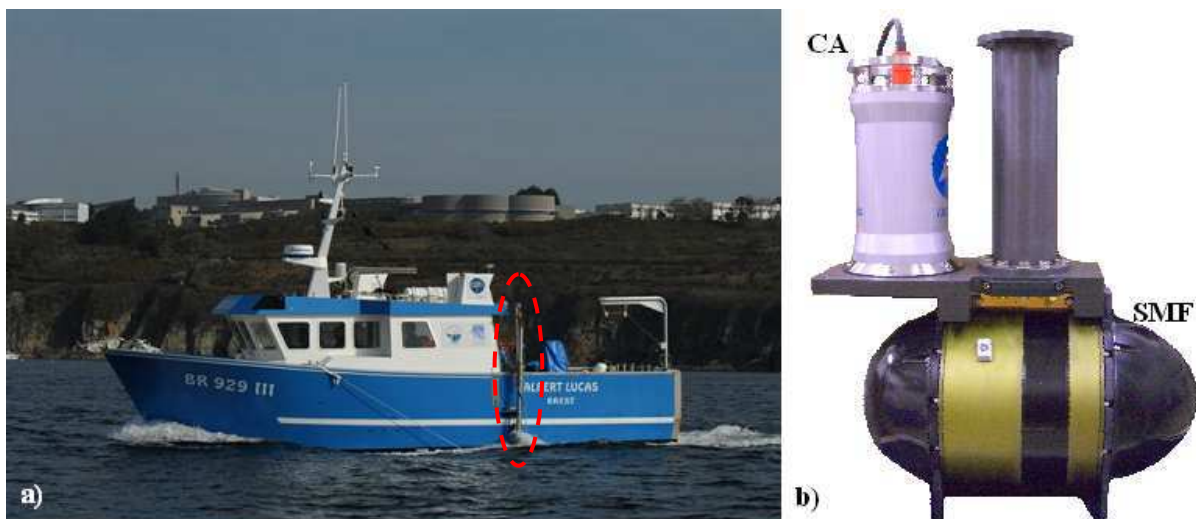


Figure II.47 : a) L'Albert Lucas (Navire de station de l'IUEM) équipé de la perche sondeur. b) Centrale d'attitude (CA) IXSEA OCTANS SubSea et sondeur multi-faisceaux (SMF) Reason Seabat 8101 en configuration d'acquisition.

II.4-b/ Capteurs auxiliaires

La réalisation de cartes ou de MNT bathymétriques implique que la précision sur les positions des sondes soit au moins égale à la résolution spatiale de l'acquisition SMF. Or l'utilisation de points de calage est très difficile en domaine marin. Il est donc nécessaire de déterminer la position des sondes directement dans un repère absolu. Pour ce faire, la mesure sondeur doit être accompagnée par différentes mesures de paramètres annexes (Herlihy *et al.*, 1989 ; Hughes-Clarke *et al.*, 2000 ; Ernsten *et al.*, 2006).

- **Capteur de position**

Pour géolocaliser les sondes, le sondeur est relié et synchronisé avec un système de positionnement, généralement le GPS ou DGPS. Toute imprécision sur le positionnement GPS sera reportée aux données bathymétriques. En cas de désynchronisation des horloges (phénomène de latence), les données apparaissent plus ou moins décalées en fonction de la vitesse et de la direction d'approche.

Lors de nos différentes campagnes, le positionnement du navire était assuré par un DGPS en mode RTK (cf. II.1-b) et la synchronisation entre GPS et SMF se faisait via le signal PPS (*Pulse Per Seconde* - signal électrique indiquant très précisément le "début" de chaque seconde) émis par le GPS.

- **Bathycélérimètre**

Les variations des caractéristiques physico-chimiques du milieu (température, pression, salinité,...) induisent des variations de la célérité dans la colonne d'eau ainsi que des réfractions dans la propagation des faisceaux. Si elles ne sont pas prises en compte, ces déviations des faisceaux acoustiques généreront une altération de la position horizontale et de la profondeur des sondes. Pour chaque levé, on effectue donc un (ou plusieurs) profil(s) de célérité sur la colonne d'eau grâce à un bathycélérimètre afin d'appliquer les corrections géométriques nécessaires.

- **Centrale d'attitude**

Enfin, le SMF étant solidaire du navire, il est nécessaire de prendre en compte l'attitude du porteur sur le plan d'eau. On désigne par "attitude" la direction des axes du navire par rapport à un trièdre de référence. Au cours du levé, les trois gyroscopes et les trois accéléromètres de la centrale d'attitude vont enregistrer en continu les angles de rotation (roulis, tangage, lacet) et les translations (cavalement, embardée, pilonnement) par rapport au repère de référence afin de ramener la position sondée dans ce repère de référence (Fig. II.48).

L'étape préliminaire de "patch test" (Herlihy *et al.*, 1989 ; Hughes-Clarke *et al.*, 1996) permet de déterminer un biais sur les angles de montage du sondeur par rapport à la centrale d'attitude, indépendamment des mouvements du navire. A titre d'exemple, par 10 m de fond, une erreur en roulis de 0,05° crée sur les faisceaux externes une erreur sur la profondeur de 3 cm.

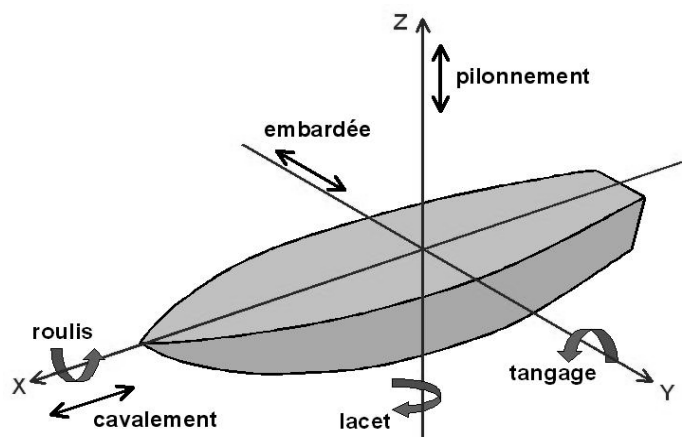


Figure II.48 : Désignation des angles et translations caractérisant l'attitude du navire.

Dans notre configuration d'acquisition, une centrale d'attitude iXSea OCTANS III est montée sur un support directement à côté du SMF pour minimiser les erreurs de mesures (Fig. II.47-b) dues aux bras de levier et aux déformations de la coque.

Le géoréférencement en (X;Y) est obtenu directement à partir des informations de position et d'attitude. En revanche, la profondeur nécessite un calcul supplémentaire. En effet, le levé SMF renseigne sur l'épaisseur de la couche d'eau au moment du levé, or cette épaisseur varie en fonction des cycles de marée et des conditions météo-marines. La topographie du fond doit donc être mesurée par rapport à une référence altimétrique fixe (Fig. II.49). Rigoureusement, en hydrographie, le terme de profondeur fait référence à une mesure par rapport au "Zéro hydrographique" (ZH - niveau des plus basses mers). Le référent altimétrique d'une altitude est le "Zéro - IGN69" (niveau moyen des mers au marégraphe de Marseille). Or, le GPS fournit une mesure de la hauteur ellipsoïdale, i.e. la hauteur par rapport à l'ellipsoïde de référence du système GPS : le WGS84. Ces différents référents altimétriques sont résumés par la figure II.49.

Afin de pouvoir coupler données topographiques et données bathymétriques, nous référencerons nos levés bathymétriques par rapport au Zéro - IGN69 et non par rapport au ZH. Pour exprimer l'altitude du fond, on applique la relation Eq. II.14 :

$$H = h_{\text{ell}} - M - \Delta - N \quad \text{Eq. II.14}$$

L'utilisation d'une altitude plutôt que d'une profondeur présente un avantage pour confronter ces données bathymétriques à des données topographiques lors de leur insertion dans un SIG.

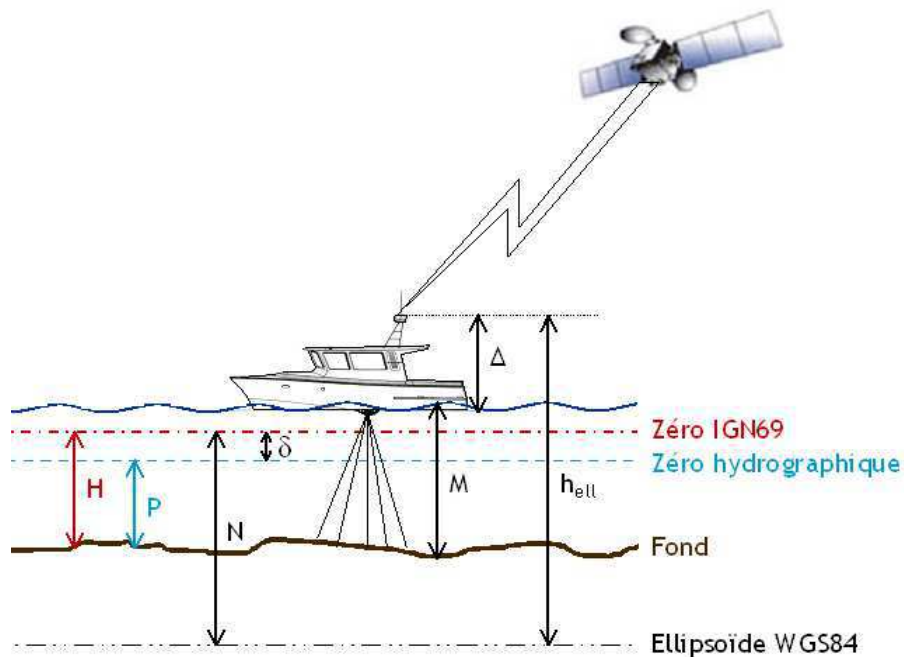


Figure II.49 : Définition et relations entre les différents niveaux de référence altimétrique.
avec : H : altitude (par rapport au zéro IGN69)

P : profondeur (par rapport au zéro hydrographique)

h_{ell} : hauteur ellipsoïdale (mesurée par le GPS)

N : ondulation (écart WGS84 - IGN69; $\sim 50,8m$ à Brest)

δ : côte du ZH dans le repère altimétrique IGN669 ($\sim -3,44m$ à Porsmilin)

M : mesure sondeur

Δ : écart entre les positions de l'antenne GPS et du SMF

II.4- c/ Acquisition et traitement des données bathymétriques

En amont de l'acquisition, le levé doit être planifié, en tenant compte de la résolution requise, de la zone à couvrir et du temps imparti. Outre le faible tirant d'eau du porteur, le travail en petits fonds impose également un faible espacement des lignes de levé (du fait de l'étroitesse de la fauchée). Avec une ouverture angulaire de 120° , la largeur de la zone insonifiée vaut 3,5 fois la hauteur de la colonne d'eau. Par conséquent, la couverture totale d'une zone, même restreinte, peut s'avérer relativement longue (environ 1h pour 100.000 m^2 en très petits fonds). Pour optimiser la taille de la fauchée et donc le temps de levé, les levés sont donc planifiés autant que possible durant la haute-mer.

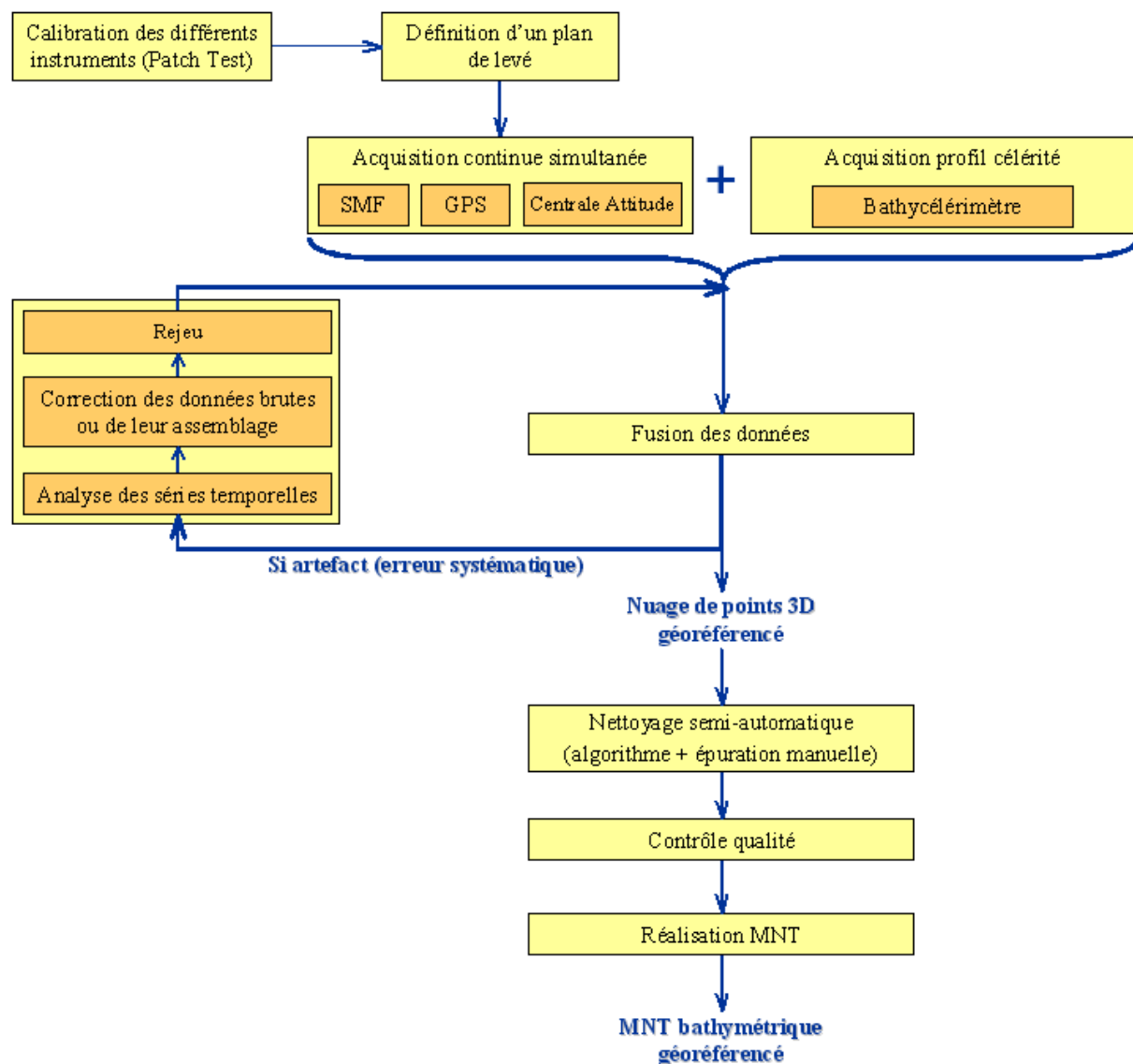


Figure II.50 : Organigramme de la chaîne d'acquisition et de traitement de données SMF.

Une fois sur zone, le SMF, le GPS et la centrale d'attitude acquièrent des données en continues. Ponctuellement (généralement en début et en fin de lever), un ou deux profils de célérité sont mesurés. Les données des différents capteurs sont alors synchronisées grâce au signal PPS et fusionnées par le logiciel d'acquisition en temps réel. Lors du traitement, si des erreurs systématiques apparaissent sur le nuage ainsi créé, il faut identifier la source de l'artefact, appliquer une correction permettant de le compenser et "rejouer" les données jusqu'à obtention d'un nuage de points géoréférencé satisfaisant. Ce nuage est alors nettoyé de façon semi-automatique afin de supprimer les sondes aberrantes. Enfin, un MNT bathymétrique est généré à partir des sondes valides (Fig. II.50).

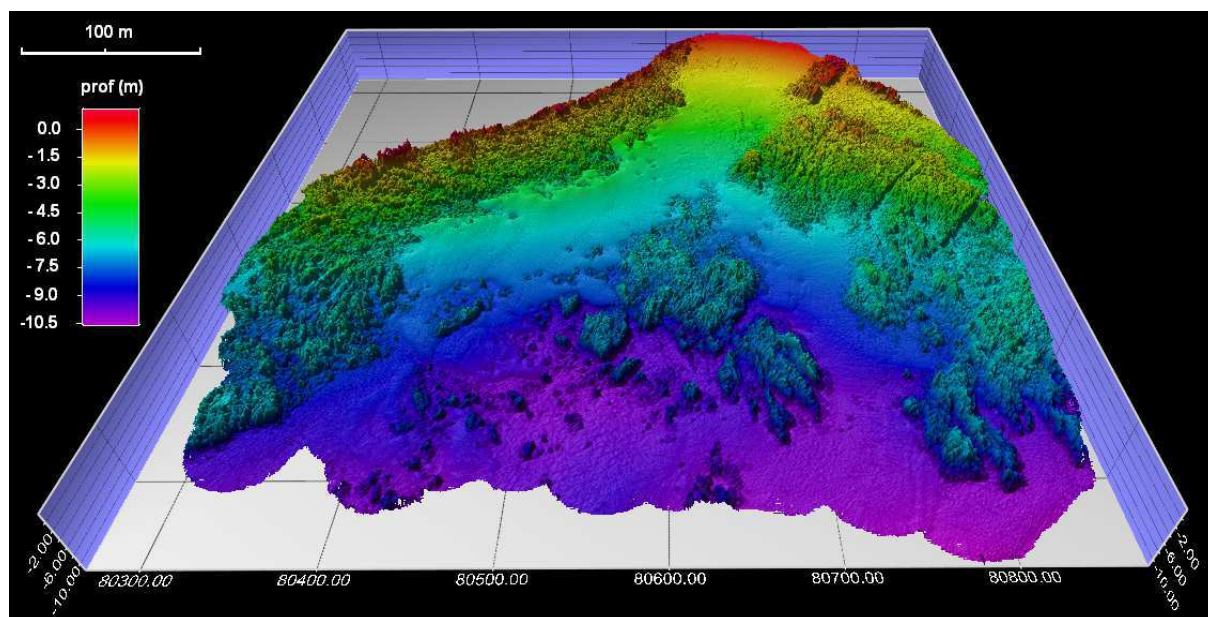


Figure II.51 : Exemple de MNT bathymétrique réalisé à partir du levé SMF du 15/10/2008 sur la zone sub-tidale de Porsmilin (géoréférencement en Lambert I et exagération verticale de 3).

II.5- Fusion de données Terre - Mer

Le littoral se découpe en compartiments ou cellules sédimentaires se caractérisant par un fonctionnement hydro-sédimentaire globalement homogène et relativement autonome par rapport aux compartiments limitrophes. Les échanges entre deux cellules voisines étant faibles, on admet donc que sous l'action des processus dynamiques décrits précédemment (cf. I.1), le sable reste à l'intérieur de la cellule ou sort définitivement du système littoral (perte au large, à terre...). La cellule sédimentaire est donc l'échelle élémentaire à considérer pour comprendre les transferts sédimentaires et évaluer la résilience côtière (programme EUROSION, 2004).

Pour chaque cellule, il est théoriquement possible d'établir un bilan sédimentaire (apports externes, pertes vers l'extérieur) et de déterminer, au sein de la cellule, les secteurs de sources sédimentaires et les secteurs de puits.

Les SIG (Systèmes d'Informations Géographiques) permettent d'organiser et de présenter des "couches" d'informations géoréférencées, offrant ainsi une vision plus globale des différents jeux de données acquis. Toutefois, un bilan quantitatif sur la totalité d'une cellule sédimentaire exclut de traiter séparément les domaines terrestres et marins mais d'étudier un jeu de données couvrant l'intégralité du continuum Terre-Mer afin d'avoir une information plus exhaustive. Il faut donc apparier les MNT topographiques et bathymétriques.

Cette "fusion" consiste dans notre cas à fusionner les MNT dans la zone commune aux relevés topographiques et bathymétriques et à conserver les données d'origine dans les zones propres à chaque jeu en assurant une transition continue (Fig. II.52). La nouvelle couche créée intégrera donc plusieurs jeux de données multi-sources, compilant ainsi l'ensemble des informations disponibles sur la zone de manière cohérente et non redondante.

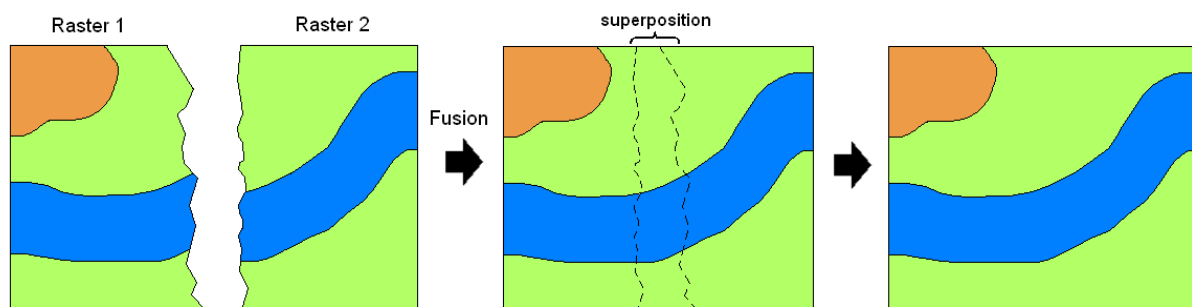


Figure II.52 : Principe de la fusion de couches de données dans un logiciel de SIG.

Néanmoins, avant de procéder à cette fusion, un certain nombre de questions se posent :

- les systèmes de coordonnées et les références altimétriques sont-ils cohérents entre les différents jeux de données ?
- la résolution des MNT est-elle homogène d'un MNT à l'autre ?
- comment gérer l'écart vertical potentiel entre les deux jeux de données au niveau de la zone de recouvrement ?

En ce qui nous concerne, les données bathymétriques sont directement acquises en Lambert 93, en prenant le Zéro - IGN 69 comme référence altimétrique. Leur système de coordonnées et niveau de référence sont donc identiques à ceux des données topographiques.

En revanche, la résolution de nos MNT bathymétriques est de 1m, alors que les MNT réalisés à partir de levés scanner ont une résolution de 10 ou 20 cm. Pour homogénéiser la résolution de nos MNT tout en conservant un maximum d'informations, nous avons choisi de sur-échantillonner le MNT bathymétrique en lui imposant une résolution égale à celle du MNT topographique.

L'écart entre les deux couches au niveau de la zone de recouvrement est dû à l'erreur inhérente à la mesure et au traitement des données et au fait que la morphologie de la zone intertidale ait pu changer entre l'acquisition au scanner laser (à marée basse) et l'acquisition au sondeur multi-faisceaux (à marée haute). Cependant, eu égard à la précision atteinte par nos différentes techniques de suivi (~ 5 cm pour le TLS et ~ 10 cm pour le SMF), cet écart reste faible (5 à 15cm - Fig. II.53 et III.4-2). On peut donc procéder à l'appariement des données (Fig. II.54), soit en moyennant les valeurs d'altitude et de profondeur sur la zone de recouvrement, soit en ne conservant sur cette zone qu'un seul des deux types de données. La résolution et la précision réelles étant variables sur l'ensemble de la zone, le résultat de cet appariement est à manipuler avec précautions.

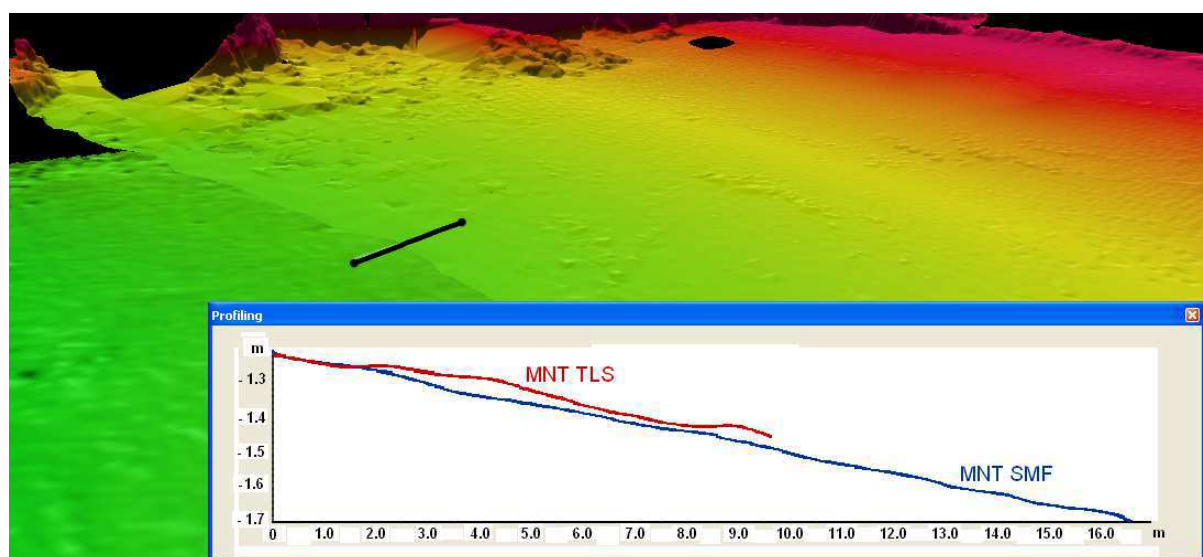


Figure II.53 : Ecart entre les MNT bathymétriques et topographiques générés respectivement à partir de données SMF et TLS acquises à Porsmilin le 04/11/2010.

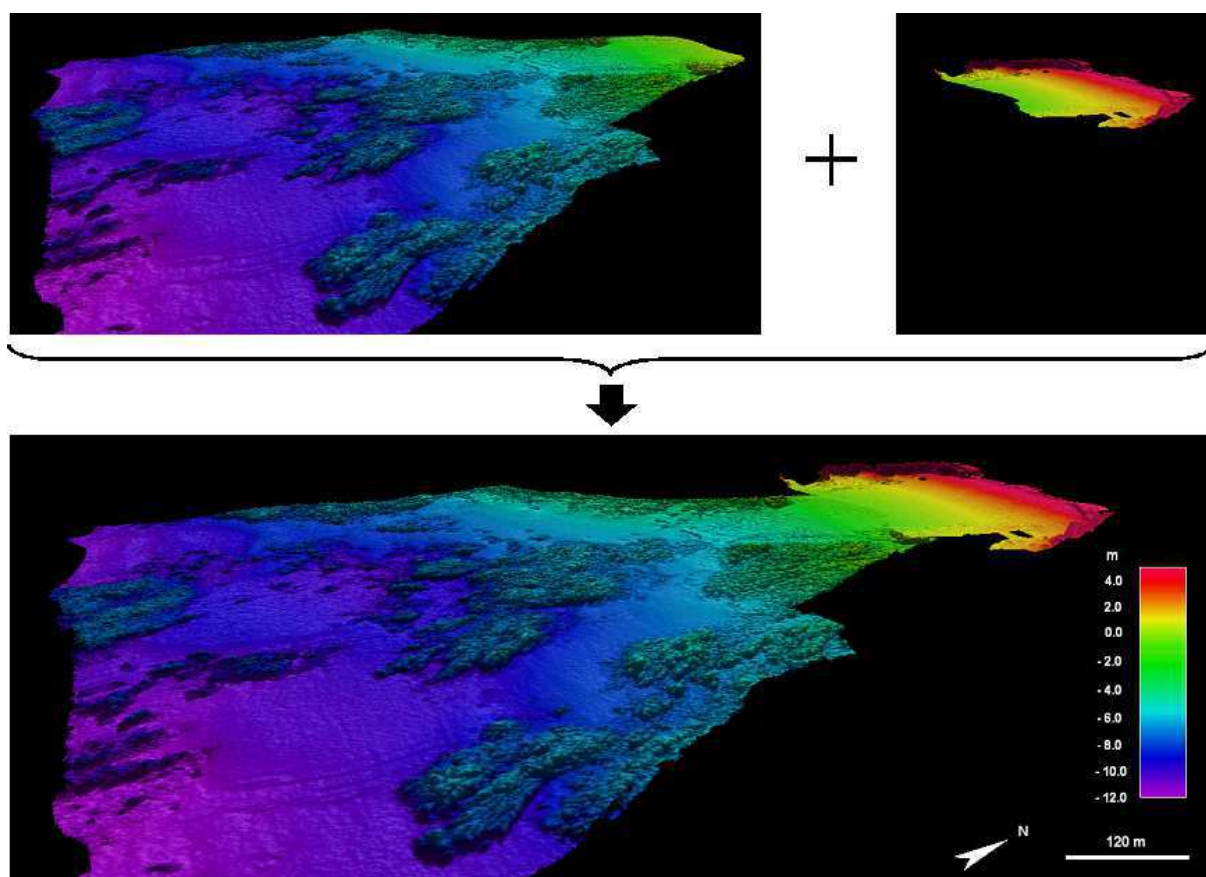


Figure II.54 : Fusion des MNT bathymétriques et topographiques du 04/11/2010.

Bilan

L'interface Terre-Mer est un système complexe et même si des modélisations numériques des processus hydrodynamiques et de leurs conséquences morphologiques sur cette zone ont vu le jour, ces modèles ne permettent pas d'envisager une évolution à moyen ou long terme (mois, année ou décennie), ils n'ont pas toujours la précision requise pour certaines applications et requièrent des données terrain pour leur initialisation. L'acquisition de données terrain (paramètres de houles, de marée, de courants et modèles bathymétriques et topographiques) reste donc la base indispensable pour toute étude ou toute modélisation d'une plage. Ces acquisitions permettent en outre une meilleure compréhension des évolutions littorales à différentes échelles spatiales et temporelles. Les recherches en zones côtières sont de plus en plus ciblées sur les aléas et les risques consécutifs aux changements climatiques.

Les phénomènes agissant à l'échelle locale (échelle d'une plage ou d'un compartiment sédimentaire), qu'ils soient naturels (courants, orientations de la plage, des vagues, des vents...) ou d'origine anthropique (tourisme, aménagements...), jouent un rôle primordial dans l'évolution du trait de côte. Bien souvent, les données acquises au DGPS ou au tachéomètre sont des données 2D, très précises mais de faible résolution spatiale et qui sont insuffisantes pour le suivi complet d'une zone d'étude.

Alors que les données satellitaires ou aériennes sont le plus souvent disponibles à des échelles globales, les drones photogrammétriques tels que DRELIO ou la technique du TLS permettent une approche locale pertinente. En effet, l'utilisation de ces instruments offre une bonne résolution tout en faisant preuve d'une grande souplesse d'utilisation et en présentant les avantages d'une approche surfacique.

La principale difficulté à l'utilisation de DRELIO pour la génération de MNT par stéréophotogrammétrie réside dans la précision de son positionnement. Les cibles au sol géoréférencées sont donc nécessaires, alors que leur installation et la mesure de leur position est l'étape la plus coûteuse en terme de temps sur le terrain. Une perspective d'amélioration consiste donc à équiper le drone de nouveaux capteurs permettant une mesure suffisamment précise des paramètres externes ce qui permettrait de s'affranchir de la présence de cibles. Le tableau II.3 récapitule les principaux avantages de DRELIO sur les autres plates-formes télécommandées.

Le LIDAR aéroporté ou le TLS (Terrestrial Laser Scanner) sont deux systèmes d'acquisition dont les résultats sont comparables en terme de précision aux MNT issus d'images DRELIO. Toutefois, l'utilisation d'un LIDAR aéroporté est très coûteuse et, étant données les contraintes des plates-formes sur lesquelles il peut être embarqué, la résolution n'est que métrique. Le TLS atteint quant à lui une résolution centimétrique, mais étant donnée la faible topographie de la plage, plusieurs mises en station seront nécessaires pour couvrir complètement la zone, ce qui peut s'avérer assez long.

Les MNT topographiques peuvent être complétés sur la partie sub-tidale par des MNT bathymétriques. Etant donnée la précision des différentes techniques utilisées, ces deux types de données peuvent être fusionnés, permettant ainsi un suivi global du compartiment sédimentaire. En effet, le suivi multi-temporel de zones affectées par des changements morphologiques permet de construire les MNT successifs, de les comparer les uns aux autres et donc de quantifier les transferts sédimentaires au niveau du continuum Terre-Mer.

Tableau II.3 : Limitations majeures des autres plates-formes télécommandées par rapport à DRELIO.

Type de plateforme	Limitations par rapport à DRELIO
<i>hélicoptères à moteur électrique</i>	<i>faible charge utile - autonomie <15min</i>
<i>avion à moteur thermique</i>	<i>évolution difficile sur de petites surfaces (décollage, virages, atterrissage)</i>
<i>drone paramoteur</i>	<i>sensibilité aux conditions aérologiques</i>
<i>avion / hélicoptère *</i>	<i>vitesse et altitude de survol trop élevées (réglementation) pour de la haute résolution - coût de l'heure de vol</i>

* pilote et équipage embarqués

*III. Comparison of some very high
resolution remote-sensing techniques for
the monitoring of a sandy pocket beach*

III. Comparison of some very high resolution remote sensing techniques for the monitoring of a sandy beach

Avant-propos

Les suivis morphodynamiques de plages étaient jusque là traditionnellement effectués par acquisition de profils transversaux au tachéomètre ou au DGPS. Mais l'émergence de nouvelles méthodes de télédétection offre désormais la possibilité d'étudier l'intégralité de la plage (y compris la zone sub-tidale) avec une très haute résolution spatiale. Toutefois, certains instruments n'étant pas initialement conçus pour l'environnement littoral, leur utilisation peut s'avérer délicate dans un tel contexte et leurs performances peuvent être altérées.

Dans la partie II sont décrites les différentes méthodologies que nous avons pu élaborer et mettre en application afin d'effectuer un suivi de l'interface Terre-Mer au niveau d'une plage sableuse. Outre le DGPS ou le tachéomètre, le suivi de la zone émergée a été effectué par photogrammétrie drone (II.2) ou par TLS (II.3), la partie immergée étant suivie par SMF (II.4). Depuis l'acquisition jusqu'au MNT final, chacune de ces méthodes s'attache à conserver une très haute résolution spatiale et une précision inférieure à 10 cm.

L'objectif de ce chapitre est d'évaluer ces différentes techniques en confrontant leurs performances, mais aussi les aspects pratiques de leur mise en oeuvre (adaptabilité aux conditions météo-marines, nombre d'opérateurs requis, temps de traitement...). Cette comparaison, réalisée à partir d'acquisitions conjointes, devrait permettre à l'utilisateur d'opter pour telle ou telle méthode selon ses moyens (financiers, humains, informatiques...) et ses exigences en termes de temps de levé et de traitement ainsi qu'en termes de qualité du MNT final.

Cette partie est présentée sous la forme d'un article (soumis à *Geomorphology*) qui récapitule dans un premier temps les principales applications des MNT en domaine côtier et les contraintes spécifiques auxquelles sont confrontés les opérateurs effectuant un suivi de la frange littorale. Dans un deuxième temps, nous recenserons les avantages et inconvénients de chaque méthode, puis évaluerons (via des MNT différentiels) la qualité des MNT qu'elles permettent de générer.

Comparison of some very high resolution remote sensing techniques for the monitoring of a sandy beach

Marion Jaud^{a,*}, Christophe Delacourt^a, Pascal Allemand^b, Anne Deschamps^a, Romain Cancouët^a, Jérôme Ammann^a, Philippe Grandjean^b, Serge Suanez^c, Bernard Fichaut^c, Véronique Cuq^c

^a UMR 6538 - IUEM (European Institute for Marine Studies), Plouzané, France

^b Université de Lyon, Université Lyon 1 et ENS Lyon, UMR CNRS 5276 -Lyon, France

^c UMR 6554 LETG - IUEM (European Institute for Marine Studies), Plouzané, France

Abstract

Because the anthropogenic pressure on the coastal fringe is continuously increasing, the comprehension of morphological coastal changes is a key problem. An efficient, practical and affordable monitoring strategy is essential to investigate the physical processes that are on the origin of these changes and to model the changes to come.

This paper presents an assessment of several very high resolution remote sensing techniques (DGPS, stereo-photogrammetry by drone, Terrestrial Laser Scanning and shallow-water multi-beam echo-sounder) which have been jointly used to survey a beach in French Brittany. These techniques allow an integrated approach for Digital Elevation Model (DEM) differencing in order to quantify morphological changes and to monitor the beach evolution. Gathering topographic and bathymetric data enables to draw up the sediment budget of a complete sediment compartment.

KEYWORDS

Beach monitoring, high resolution remote sensing, DGPS, drone, photogrammetry, Terrestrial Laser Scan, shallow-water bathymetry, multibeam echo-sounder, multi-temporal studies

Introduction

Morphological coastal change is a naturally-occurring phenomenon. But, given that the anthropogenic pressure on the coastal fringe is continuously increasing, this phenomenon is more and more a striking question. Accurate characterization of coastal morphologies and their evolution is therefore essential. Beach monitoring may involve researchers for academic purposes (Mason, 1985; Kaminsky *et al.*, 1998; Lee *et al.*, 1998) as well as geotechnical engineers for coastal management programs (Larson and Kraus, 1994; Reeve *et al.*, 2007; Southgate, 2008). This monitoring may be carried out over various spatial and temporal scales, ranging from very focused studies on an individual beach or on a selected key area of the beach on a time scale of individual tides or weeks (Curoy *et al.*, 2009; Dornbusch *et al.*, 2010) to programmes running over several years and covering several kilometres of shoreline (Ruggiero *et al.*, 2000; White and Wang, 2003; CCO, 2008). Obviously, the required spatial resolution and precision vary depending on the purpose of the survey and on the scale of the study. For large-scale studies with a resolution larger than 1m, aerial or satellite data are

accurate enough to meet resolution requirements. But this resolution remains too low to conduct very high (decimetric or centimetric) resolution studies above key, small-size areas. Moreover, this technique does not allow to choose the moment the image is acquired, nor its resolution, nor its ground coverage. Conversely, acquiring very high resolution data sometimes turns out to be difficult. Indeed, the instruments allowing centimetric resolution and accuracy are recent and not always adapted to coastal survey.

Traditionally, topographic measurements are performed by tachometer or Differential GPS (DGPS). These methods are reliable but data acquisition is time consuming (even if acquisition is realized using mobile platform: quad, free wheel, etc. - Baptista, 2008; Dornbusch, 2010) and tiresome. Moreover they do not offer a very high resolution (a few meters at the best). Now, the technical progress would rather lead to a more common use of remote sensing methods. Above supra- and inter-tidal zones, topographic measurements can be performed by stereo-restitution with aerial photography or by laser scanning. So, this article will focus on: 1) stereo-photogrammetry by drone, and more particularly by an unmanned helicopter called DRELIO and developed jointly by the "Domaines Océaniques" lab. at the IUEM (Brest) and "Laboratoire de Géologie de Lyon" at the University of Lyon 1 and, 2) about Terrestrial Laser Scanning (TLS), and finally 3) on bathymetric survey using multi-beam echo-sounder on sub- and inter-tidal zones. Techniques of continuous video monitoring also do exist (Rihouey et al., 2009 ; Almar, 2009), but as they require specific constructions near the beach (poles or buildings), they will be ruled out of this study.

Digital Elevation Models (DEM), a grid-based representation of topography in digital format, are commonly used to represent morphology in three dimensions. Their quality strongly varies depending on the resolution and the accuracy of the data. Therefore, after the phase consisting in collecting and processing data, DEM are generated by interpolation in order to have the most accurate 3D representation of the topography. To identify and quantify morphological changes and to determine and localize scour and fill volumes, Digital Elevation Model (DEM) differencing is generally used (Lane et al., 2003; Milan et al., 2011). It consists in the comparison of two DEMs elaborated at two distinct dates, the resulting differential DEM representing vertical changes which occurred between the two dates. Coastal monitoring by DEM differencing method implies repeated data acquisitions with a frequency to be adapted depending on the physical processes (storm, tides, waves, winds, anthropogenic pressure, etc.) that are on the origin of the morphological changes.

The study presented here focuses on very-high-resolution (decimetric or centimetric) remote sensing techniques to perform DEM differencing so as to observe local coastal changes and quantify the displacements of local features, such as berm or beach cusps. Ideally, the technique has to be very accurate and well-resolved, but also flexible of use (rapid mobilization with a minimum of operators) and not too expensive (this criterion rules out the use of a plane). Whatever the chosen technique, it has also to bend to the constraints imposed by the coastal environment.

The purpose of this article is to assess the geomatic techniques mentioned above, both in isolation and combination, performing topographical DEM and DEM differencing. The comparison is carried out using the results of several acquisition campaigns led on the beach of Porsmilin (Fig. 1) in the Bertheaume cove (Brittany, France). This small sandy beach is chosen as it is quasi-totally

surrounded by cliffs and low-dune ridge, excepted on its southern boundary. This configuration induces principally cross-shore sediments transfers. Moreover, this beach has already been monitored thanks to 1D cross-shore profiles since 2003. The results of both studies are also compared.

1. The use of the DEM in coastal monitoring

A DEM is built through the interpolation of a cloud of irregularly distributed topographic points on a regular grid defined by its position, resolution and size. Depending on the density of measured points, and on the type of the grid (square or triangular) or the size of the mesh, the final DEM reflects more or less accurately the real terrain surface. Two parameters characterize DEM: the resolution which is the size of the grid-cell and the precision which is the difference between the real position of a point and the position of the corresponding point in the DEM (Chaplot *et al.*, 2006).

1.1 - The use of DEMs for academic studies

Some scientific coastal research projects aim to improve the understanding of coastal mechanisms and triggering factors involved in sediment displacements. As these numerous mechanisms (tide, currents, wind, storms...) can be combined and occur over different spatial and temporal scales, their consequences are of various extents. Therefore, these processes are difficult to analyse independently. If data are acquired using an adapted time frequency and an adapted spatial resolution, DEMs and DEM differencing may be useful tools to isolate these various factors. Thus, the DEM resolution and the frequency of the acquisitions need to be adapted to the morphological features size and to the temporal scale of the studied parameters (O'Regan, 1996).

For a beach-wide morphological study (Morton *et al.*, 1993; Baptista, 2008; Dehouck, 2009) or a beach-wide volumes monitoring (Suanez *et al.*, 2010), a decimetric resolution may be sufficient. But, a centimetric accuracy could be required for repetitive acquisitions in order to limit systematic errors in DEM differencing (cf. 4.1 and 4.3). Indeed, considering a large area (for example, few thousands of square metres), an imprecision of few centimetres due to the instrumental and processing error can generate a volumetric error of hundreds of cubic meters when estimating scour and fill volumes using the differential DEM (Morton *et al.*, 1993; Heritage *et al.*, 2009). Thus, very high accuracy is essential so that the magnitude of the propagated error do not exceed the magnitude of the vertical changes. Research projects dealing with short-term processes with small magnitude changes (e.g. sedimentary transport in swash zone) or focused on very localized studies (e.g. exfiltration channels, ripple marks...) thus require a centimetric precision and a centimetric resolution.

DEMs in coastal area are also used to input hydro-dynamical numerical models (Saied and Tsanis, 2005; Horrillo-Caraballo and Reeve, 2008; Bertin *et al.*, 2009). In this case, the requested resolution and accuracy directly depend on the resolution of the model, from decimetre to hundreds of metres. As the resolution of these models is continuously improving, DEM quality also needs to be improved.

1.2 - The use of the DEM in practical applications

In practical geotechnical applications, DEMs are the most common tool used to monitor the coastal fringe (Yanalak, 2003) and to improve the effectiveness of management policies. Beach management schemes generally aim to monitor beach volumes or coastal risks (due to erosion, storm events...). From these studies, coastal defence policy can be introduced (Suanez *et al.*, 2010). DEMs are also used to address the problems of beach stabilization or restoration, of building fortifications (groins, breakwater...), of fight against sedimentation and siltation in the ports and fairways, etc... (Caminade, 1995; Abadie *et al.*, 2008). Indeed, DEMs enable to lead a preliminary study that is useful to plan the appropriate intervention, and also to assess the efficiency and the impacts of this intervention. This kind of study requires a good precision (centimetric) to limit the propagated error, and more particularly when the study is going on several years. But as it generally concerns areas of several hectares and massive volumes of sediments, a decimetric resolution is sufficient for beach monitoring.

2. Constraints upon beach monitoring

Depending on the goal of the study, there are requirements peculiar to each campaign of measure. Due to its specificities, coastal monitoring also imposes some constraints. This subsection aims to make an inventory of the most common ones.

2.1 - External constraints set by the environment

Some constraints are directly linked to the nature and the geometry of the environment to survey. In coastal environment, equipments need to enable a rapid acquisition because tidal conditions exert significant restrictions on the duration of the survey. Indeed, topographic surveys are typically led at low tide, so as to maximize the measurement surface. Conversely, bathymetric surveys need to be conducted at high tide in order to come as close as possible to the beach.

In our middle latitudes, poor weather conditions are frequently associated with coastal regions, with strong winds, precipitation and poor luminance. Therefore, if the equipment does not withstand the rain or the wind, acquisitions are likely to be postponed. This point is crucial since storm events significantly affect the cross-shore morphology (Stive and DeVriend, 1995). It is therefore interesting to lead an acquisition immediately after a storm, when the weather is still no favourable.

Another constraint is due beach users, who perturb data acquisition (creating artefact on the data, displacing targets...). A particular attention must be paid during the acquisition for not putting them in jeopardy. In a resort area, it is preferable to perform the acquisition during the slack season.

2.2 - Technical and material constraints

As previously seen, the equipments have to withstand the characteristic inherent to marine environment: for example, screens or wiring protected against salt air, sand and wet air. In addition, some sites are difficult or dangerous to access (steep path, long approach march). Therefore, depending on the site to survey, portable equipments may be favoured, sometimes at the expense of data quality.

Moreover, the equipment is more or less suitable depending on environment geometries. For instance, vertical aerial photography is appropriate to cover large areas without sheer relief, whereas TLS is more appropriate to study sites with a complex geometry or with significant variations in topography (cliffs, sand dunes...).

But others aspects must also be discussed: the availability of all the required equipments, the experience and availability of operators, financial constraints... These details must also be considered in order to select the most appropriate monitoring technique.

3. Monitoring techniques: assets and drawbacks

3.1 - Study site and its hydrodynamical context

The comparisons shown in this paper are performed using data acquired during different campaigns led on the beach of Porsmilin, in the Bertheaume cove (Brittany, France) (Fig.1-a). This site is chosen because the sedimentary compartment has a small size and is easy to depict. Porsmilin beach is indeed a welded barrier beach flanked by cliffs (east and west) and backed by colmated brackish water marshes (north), such as lateral exchanges are limited: most of the sedimentary exchanges are due to cross-shore transfers occurring through the southern boundary of the compartment. The sand of the beaches of Iroise Sea mainly arises from the mobilization of marine deposits (during the flandrian transgression) and from continental erosion (Dehouck, 2006). The surface sediment is generally a sand with a diameter $D_{50} \approx 320\mu\text{m}$.

The Iroise sea is subjected to swells formed in North Atlantic and arriving to the coast from the west. The prevailing winds have an oceanic origin and equally sweep South, West and North sectors (from N160 to N40). Continental winds, from North-East sector are rarer and less intense. The mean tidal range is 5.6m (7.3m during spring tides). At the time of low spring tide, the emerged beach has a surface of 24 000m² (Fig. 1-b). The related reversing current has a N50-N260 direction (due to the Brest narrows - Fig. 1-a) and attains 0.8m/s during spring tides (SHOM, 1994 ; Dehouck, 2006). Considering the mitigation of wave height during the propagation to the coast, the significant wave height on Porsmilin beach is generally lower than 0.5m. However, given its orientation, the beach is more likely affected by swell of SW or W incidence. In such conditions, storms can cause waves whose height exceed 2m (Dehouck, 2006; Dehouck, *et al.*, 2009).

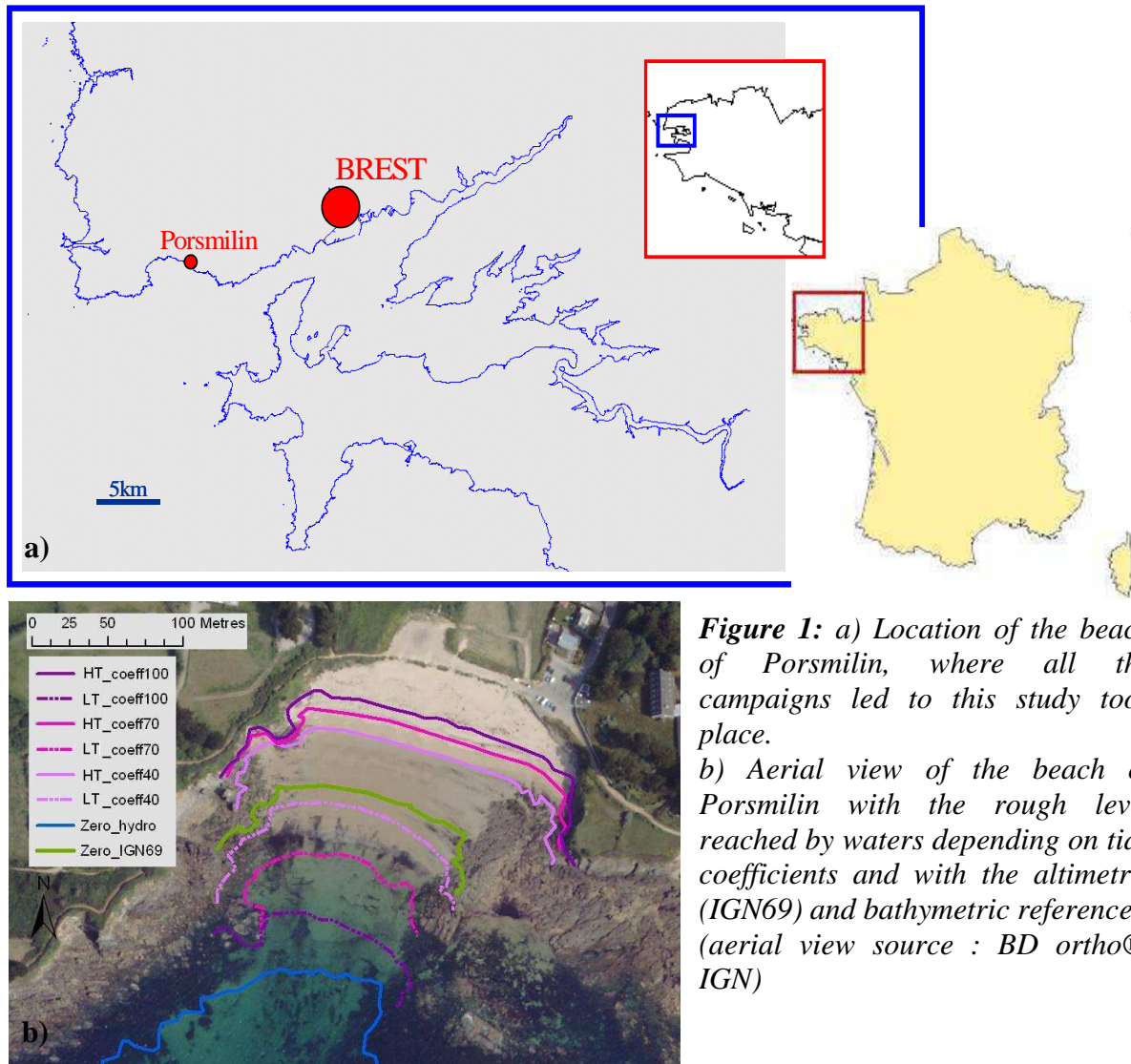


Figure 1: a) Location of the beach of Porsmilin, where all the campaigns led to this study took place.

b) Aerial view of the beach of Porsmilin with the rough level reached by waters depending on tide coefficients and with the altimetric (IGN69) and bathymetric references (aerial view source : BD ortho®, IGN)

On this beach, several acquisition campaigns have been led with different high-resolution techniques: Differential GPS (DGPS), drone photogrammetry, Terrestrial Laser Scanning (TLS) and Multi-Beam Echo-Sounder (MBES). For each method, a specific processing chain involving one operator and a standard personal computer equipped with a suitable software has been elaborated.

3.2 - DGPS (Differential Global Positioning System) survey

DGPS is a classical coastal monitoring method (Morton *et al.*, 1993; Baptista, 2008; Junaidi, 2009; Krueger, 2009; Dornbusch, 2010). RTK-DGPS technique allows high-accuracy absolute positioning. This handy system delivers a tangible and simple means of assessing changes. It is a modest investment compared with other more sophisticated measurements techniques. It requires a base station installed close to the zone of interest, which continuously registers the satellite signal and computes differential corrections. The mobile receptor is carried by an operator who emplaces it on points to be measured.

The major drawbacks of this technique are the relatively poor spatial resolution and time-consuming acquisitions. Consequently, DGPS measurements often consist in cross-shore beach 2D-profiling, which limits the understanding of the process on the origin of coastal change. Acquiring data over all the beach is time-consuming and must be done by experienced operators to obtain a quality DEM.

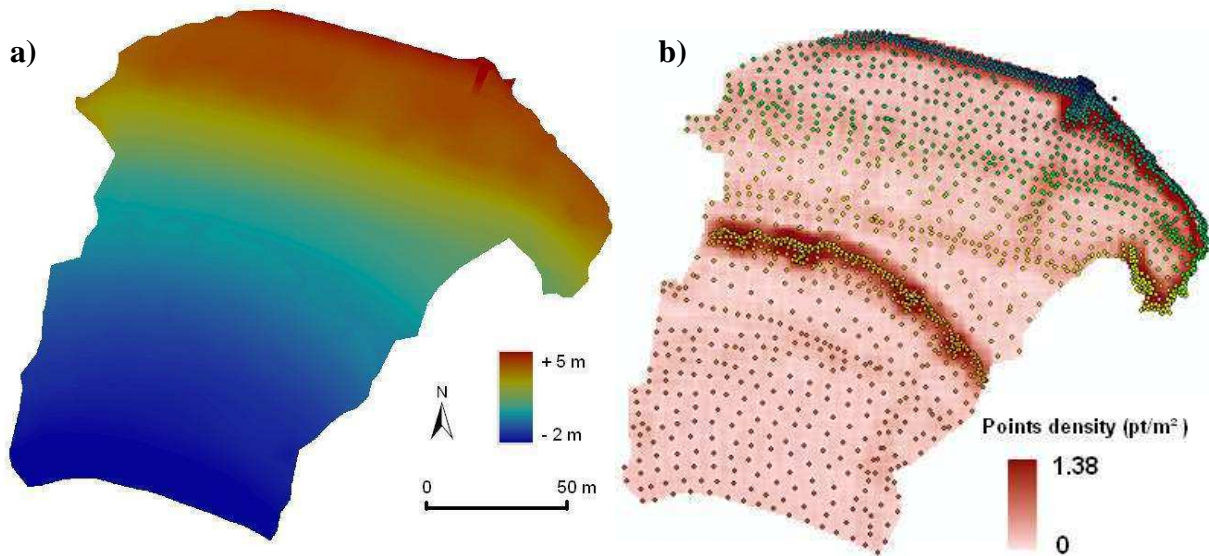


Figure 2: a) DEM generated from DGPS data (acquired on the 2009/06/25) with a linear interpolation. b) Density map of the DGPS measured points.

An example of acquisition is shown on Figure 2. The fixed GPS base was located on a hard-surfaced zone at the highest point of the beach such that the distance between GPS base and rover never exceeds 300m. The number of available satellites varies during the acquisition depending on the time and the location on the beach, the skyview being worse near the cliffs for example. With our equipment (a Topcon HyperPro) and in our configuration (generally 6 to 10 satellites in view, the rover remaining not far from the base), the average accuracy is 2-3cm horizontally and 5cm vertically (Topcon HyperPro brochure). 2160 measured points have been collected in one day by two experienced operators over a 24000m² area (Fig. 2).

The average density is 0.8 points/m² (Fig. 2). This density does not exceed 1.38 points/m², but is very variable as it has been adapted to the morphology, measurements being more concentrated where there are sudden variations of slope than on flat areas. After a phase dedicated to a linear interpolation method a DEM depicting the global beach topography and the main sedimentary structures (berm, bars, beach cusps, etc.) is produced. The choice of the most suitable interpolation method will not be discussed in this article since many dedicated papers already exists (Yanalak, 2003; Aguilar *et al.*, 2005; Chaplot *et al.*, 2006; Hancock, 2006; Yilmaz, 2007; Heritage, 2009; Milan, 2011). The DEM can be used for DEM differencing to measure the global volume of transferred sediments. This processing generally does not last more than 1h.

Besides, DGPS is often necessary during monitoring campaigns to geo-localized some targets with a centimetric precision or to complete or validate data acquired with another technique (aerial photographs, TLS data, etc.).

3.3 - Aerial Photogrammetry using an unmanned helicopter:

DRELIO

This section focuses on the data acquired by DRELIO, an unmanned photogrammetric helicopter developed jointly by the *Laboratoire Domaines Océaniques* - IUEM (Brest) and the *Laboratoire de Géologie de Lyon* - University of Lyon 1 (Delacourt *et al.*, 2009). The helicopter has been adapted to marine conditions: it has been protected against corrosive salted water and air (wires have been isolated) and rotation speed of blades has been reduced in order to increase flight stability. DRELIO has been tested with success with 70km/h wind.

Drones are cheaper to use and to maintain than planes. They are more flexible of use, more manoeuvrable and, as they are not subjected to the same regulations, they can fly at low altitude, which is crucial to improve the data resolution. DRELIO is equipped with a high quality reflex camera (Nikon D200 or Nikon D700) which acquires 10Mpix pictures. For instance, raw aerial photographs acquired by drone have a resolution of 2.6cm/pixel for a flight altitude of 150m and a 35mm focal length.

Using a dedicated processing chain of stereo-photogrammetry, a DEM and a georeferenced orthophotography are produced (Delacourt *et al.*, 2009). This step can be long since the processing chain needs about 5h to process a stereo-pair. The horizontal resolution of the resulting DEM is in the order of 5cm (depending of the raw image resolution and of the parameters chosen during the processing chain). Vertically, few centimetres-high features can clearly be distinguished and measured (Fig. 3). The total precision, including the uncertainty of instrument, processing and georeferencing is about 10cm. Reaching such a precision requires the use of Ground Control Points (GCP). As the beach is a morphodynamically active environment, temporary GCPs (red circular paper targets) have to be installed and localized by DGPS before each DRELIO flight. This step is time-consuming (about 1h to lay down, measure and collect about fifty targets) whereas the flight is rather short (about 15min). Moreover, error affects principally the edges of the images because of the lens distortion. To reduce these effects, it is necessary to have about 60% data overlap, so that, by mosaicking, the edges of the produced DEM and ortho-photographs can be cropped without creating gap in the data.

This method is based on the use of vertical aerial photography, it is thus more particularly fitted to monitor of large flat areas without sharp relief variations, like a beach.

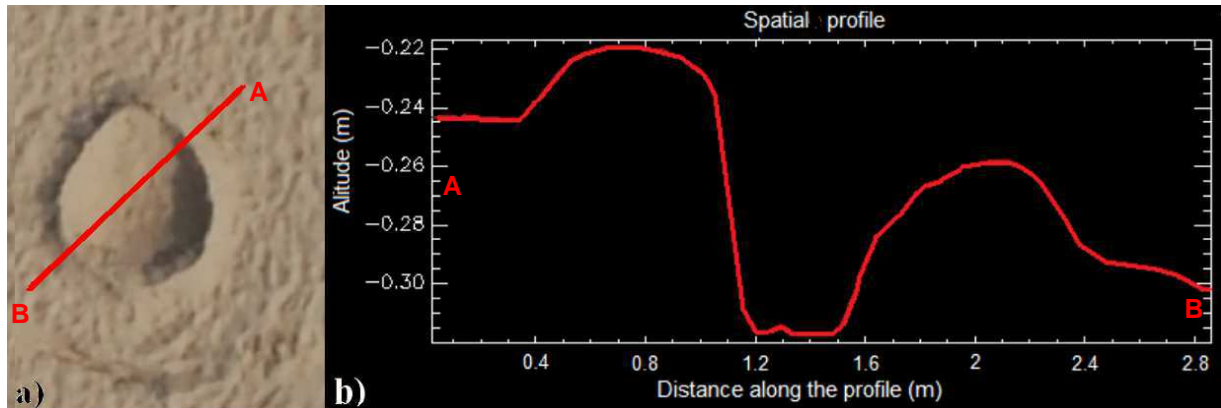


Figure 3: a) Extract of the ortho-photography representing a hole in the sand and location of the profile (realised from the photographs acquired on the 2009/06/25). b) Vertical spatial profile of the hole.

3.4 - Terrestrial Laser Scanning

Initially, the TLS was not dedicated to topographic survey, but it is increasingly used in this domain as it enables to rapidly acquire 3D points clouds composed of millions of points. In coastal monitoring, TLS is rather used for cliff-watching (Rosser et al., 2005; Buckley et al., 2008; Dewez et al., 2009) and more rarely for beach-watching.

The scanner used for this study is a Riegl LMS-Z390i. It operates at 1550nm (near infra-red) and offers a theoretical range of 400m. But, as near infra-red wavelengths are absorbed by water, the range is reduced in wet air. Moreover, there is no return signal on wet parts of the beach and rainy conditions would interfere on the signal. So, the acquisitions are done in dry weather, at the end of the low tide (when the maximum surface of the beach is dry).

The operator fixes the vertical and horizontal scanning field of view (generally 360° and 80° respectively) and the desired angular resolution. This resolution controls the resultant points distribution and density, which varies according to the distance to the TLS and with the laser beam angle of incidence. Quasi-normal incidence angles offer a better resolution than tangential beams, and therefore TLS data have a much better resolution when it scans vertical features (cliffs, buildings...). Nevertheless, even on a flat area like a beach, it enables to achieve very high spatial resolution (Fig. 4) within a short acquisition time (about 45min for a 360° scan, with 0.07° of angular resolution and 15 reflective targets in our case). In order to fully capture the scene and to homogenize points cloud density, it is often necessary to carry out scanning from multiple locations (or "scan positions") (Fig. 4), and this system is not easy to move. Indeed, it is quite heavy, being composed of the scanner head, a laptop to control the acquisition and a power supply. As the accurate positioning of the data is realized through georeferenced reflective targets, these targets and a DGPS to localize them also need to be carried on the beach.

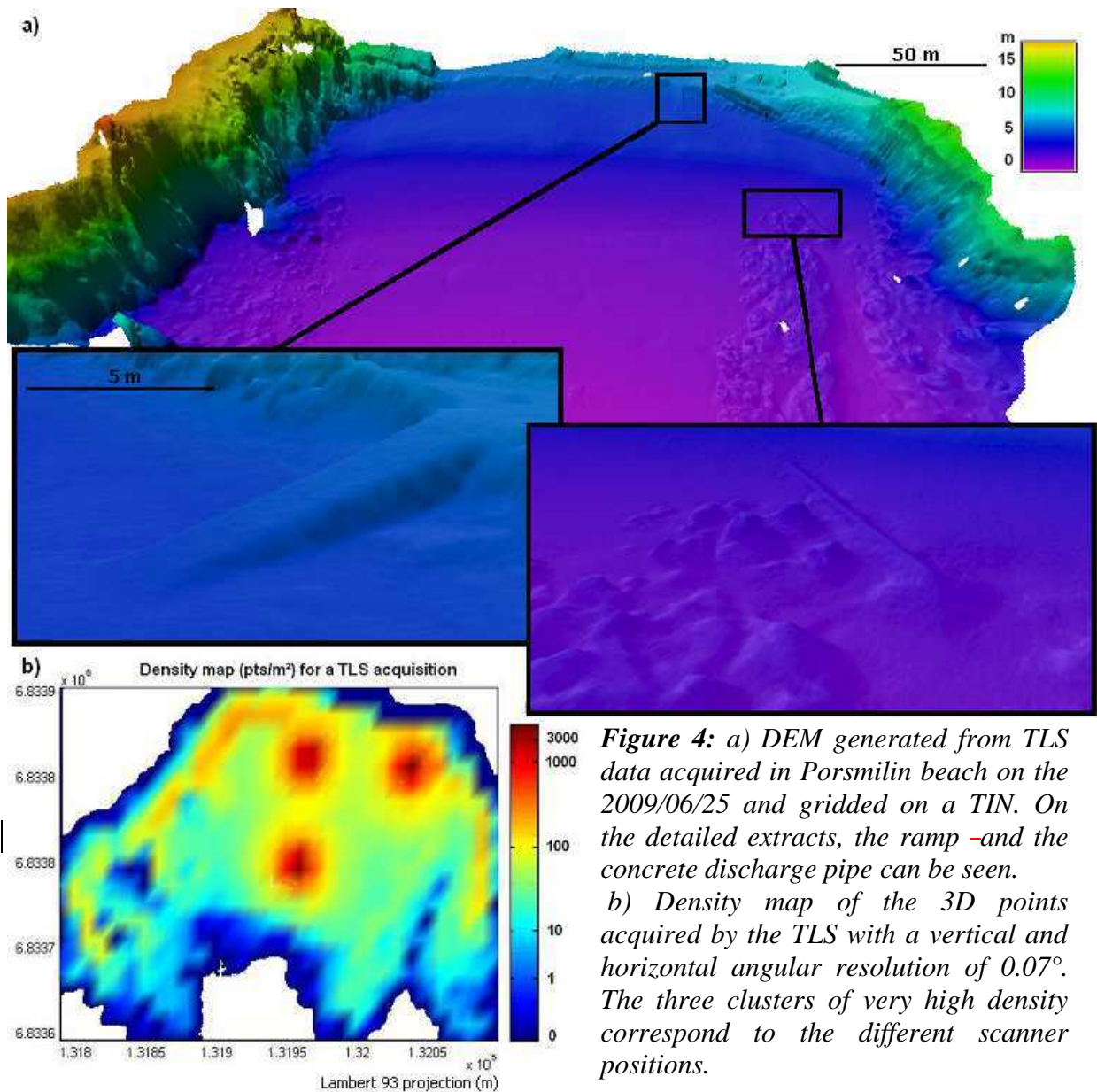


Figure 4: a) DEM generated from TLS data acquired in Porsmilin beach on the 2009/06/25 and gridded on a TIN. On the detailed extracts, the ramp -and the concrete discharge pipe can be seen. b) Density map of the 3D points acquired by the TLS with a vertical and horizontal angular resolution of 0.07°. The three clusters of very high density correspond to the different scanner positions.

The processing time is in the order of 1 or 2 days for the all Porsmilin beach and consists in georeferencing and merging points clouds, filtering the non-ground points (people, vegetation...) and interpolating to a DEM with a decimetric resolution. The DEM is gridded on a TIN (Triangulated Irregular Network) (Guo, 2010 ; Ali, 2009). This mesh is the most suitable for 3D data with an heterogeneous density, but it requires a dedicated software (3D-Reshapper, AutoCad...). The final estimated precision of processed data is 5cm.

3.5 – Multi-beam echo-sounder bathymetry

Sub-aerial beach represents only a small percentage of the active coastal zone. Observation of the sub-aqueous beach variability is thus also necessary. As we have already excluded aerial LIDAR, Multi-Beam Echo-Sounders (MBES) coupled with high-accuracy positioning (Hughes-Clarke *et al.*, 1996; Ernstsen *et al.*, 2006; MESH Guide to Marine Habitat Mapping, 2007; Li *et al.*, 2008) is the most

efficient techniques to acquire accurate bathymetric data in shallow waters . In our study, the data have been acquired using a multi-beam RESON SeaBat 8101. It emits an acoustic pulse at 240kHz, with a range up to 200m. Since the bathymetric acquisition results from the measurements of various synchronized systems (MBES, positioning system, heave-pitch-roll sensor, gyrocompas...), the system accuracy depends not only on the swath bathymetry accuracy, but also on the various components that make the total system and their good synchronization (MESH Guide to Marine Habitat Mapping, 2007; Schmitt, 2008). From the nine bathymetric campaigns led on Porsmilin, an absolute vertical and horizontal accuracy of +/-10cm is estimated.

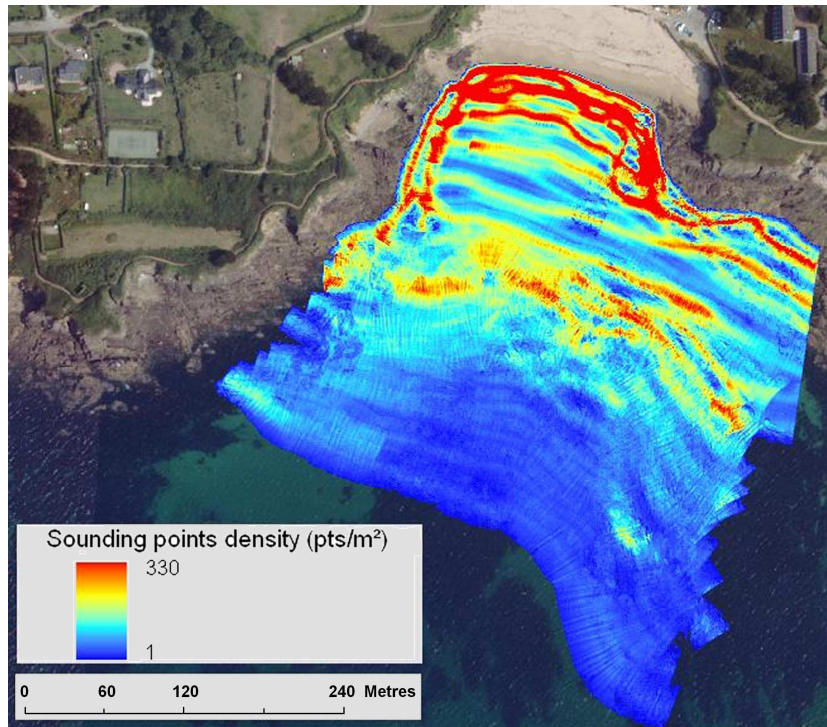


Figure 5: *Density map of the points acquired by the multi-beam echo-sounder with an useable aperture of 120°. These data have been acquired by two operators, with a tide coefficient of 98 and a glassy sea. The density increases in shallow waters and where there is a great overlapping.*

Working in shallow waters involves a number of constraints: a shallow draught and quick manoeuvrable hydrographical launch; it prevents from collecting data by stormy weather and rough sea; it reduces the swath of the bathymetric system, which is proportional to the depth (in our case: $3.5 \times \text{water depth}$ with an useable aperture of 120°) and therefore increases the number of necessary tracks (and so the survey time) for a complete coverage. Moreover, the survey plan has to be adapted to the coastline (tending to curve survey lines) at the expense of the accuracy. The resolution of the generated DEM is better in shallow water, achieving 50cm near to the inter-tidal beach to 1m at 10m in depth (Fig. 5).

A bathymetric survey and the subsequent data processing are generally expensive and time-consuming. Indeed, surveys such as those carried out in Porsmilin, require around 2h (excluding the transits) and at the least two people onboard (the helmsman and the surveyor). The processing (GPS post-processing, calibration, replay, filtering and regular data gridding) takes 1 to 2 days. The daily price of such a survey ranges 1000 to 3000€ (depending on the need to rent a boat, hire a helmsman, etc.).

4. INTEGRATED BEACH MONITORING

4.1 – Main sources of error in DEM realization

Various factors can introduce errors into the DEM, notably the inaccuracy in data acquisition, the instrumental error, the sampling strategy, the density of the collected data, the ground surface complexity and the interpolation method used (Fuller *et al.*, 2003; Hancock, 2006; Wechsler and Kroll, 2006; Fisher and Tate, 2006; Aguilar *et al.*, 2010; Milan *et al.*, 2011).

The final accuracy of the collected data is affected by the instrumental error of each sensor used in the acquisition. For example, bathymetric data are affected by the intrinsic error of the MBES but also by the inaccuracy in the ship positioning (by DGPS), by instrumental error of the heave-pitch-roll sensor and by imprecision in celerity measurement.

The error also varies spatially. Indeed, it has been demonstrated that survey error is uneven across a surface, with low error across uniform surfaces and increased error associated with breaks of slope or wet sand (Heritage, 2009). Similarly, interpolation errors are highly dependent on the topographic complexity and are very spatially uneven (Heritage, 2009; Milan *et al.*, 2011). Indeed, these errors increase when the data density is not enough to represent all the variations of topography.

Therefore, it is difficult to assess error affecting DEM. This assessment requires comparison between the DEM to evaluate and a second one, more accurate (in our case the DEM generated from TLS data). Nevertheless, to a lesser extent, the TLS DEM is also affected by errors, notably due to the inaccuracy on the DGPS measure, the instrumental bias and the interpolation artefacts. Indeed, as accurate as the technique may be, there is no way to measure the exact topography.

In the case of diachronic comparisons, points density and spatial distribution vary between surveys, such that the error varies from a survey to another. The total error is therefore amplified on a temporal differential DEM.

4.2 – Comparison of the methods

As previously shown, depending on the survey specificities (geometry of the area, weather, equipment...), some techniques would appear to be more suited depending upon the circumstances. From one campaign to another, terrestrial data can thus be acquired either by DGPS, or by drone or by TLS. In addition, these terrestrial data could be combined with bathymetric data acquired by MBES. It is therefore necessary to determine whether the final results are comparable from one method to another or not.

From this perspective, DEM built with data acquired during the same day using different methods are compared (Fig. 6).

- **Comparison of profile (2D) versus DEM (3D)**

First, as the DGPS or tachometer profiles are the traditional and the most widespread monitoring technique (Morton *et al.*, 1993; O'Regan, 1996; Delgado and Lloyd, 2004; Andrade and Ferreira, 2006; Dehouck, 2006; Dornbusch, 2010), we aim to assess in which extent this method gives trustworthy results. On the 2009-12-16, a tachometer and a TLS acquisition were performed simultaneously (Fig. 6-a). The tachometer profile has been compared to the corresponding profile extracted from the TLS DEM (Fig.6-b and 6-c). The mean difference between the two profiles is 10cm. Both show the same global tendency, but small variations (± 5 cm in the upper part of the profile) cannot be seen on the tachometer profile (Fig. 6-b and 6-c) because of its lower resolution. On the waterlogged foreshore beach, TLS points are more scattered and the stick with the levelling staff sink in the sand. Moreover, the levelling staff is farer from the tachometer. All these error factors can cause the differences observed between the lower parts of the profile.

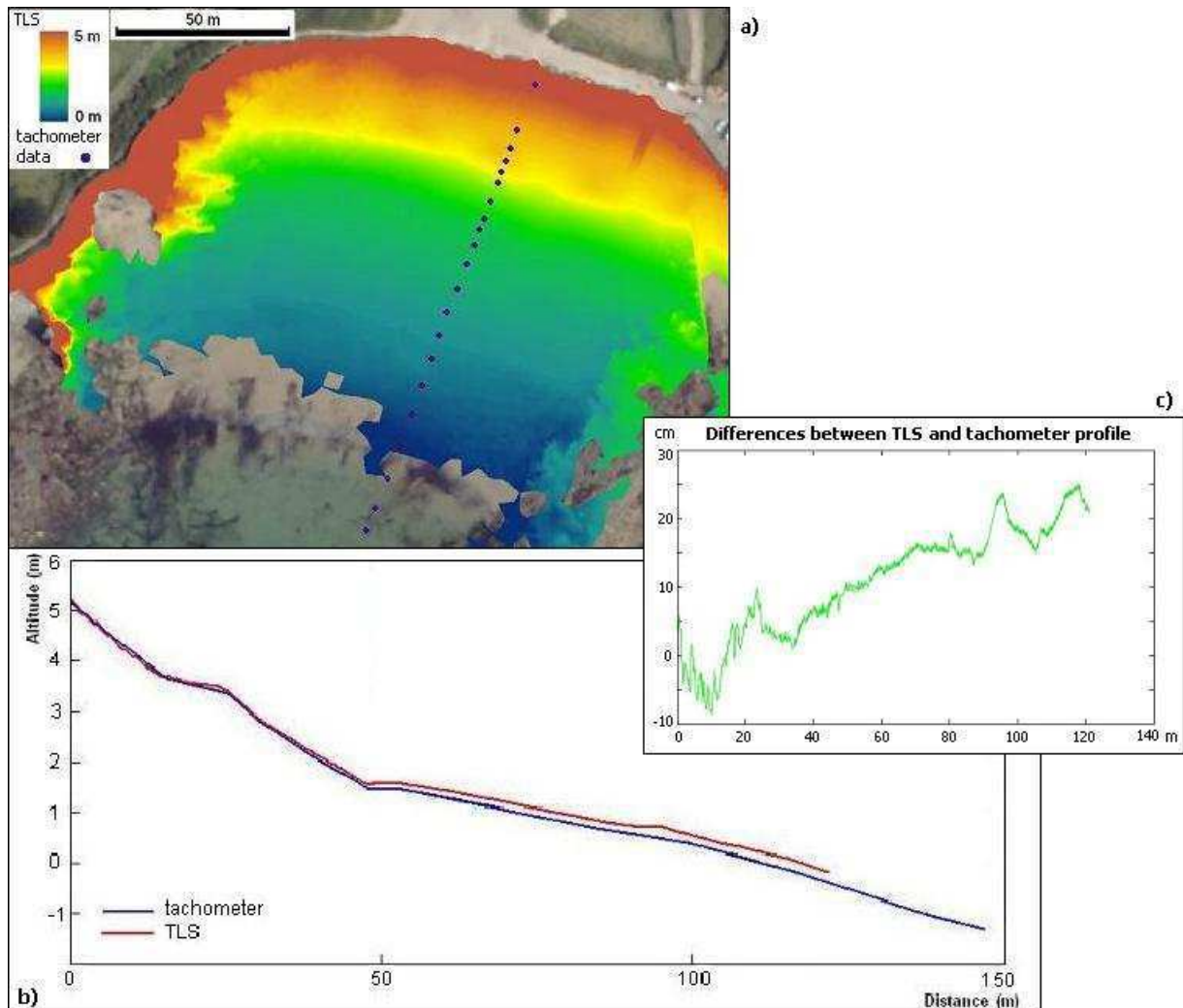


Figure 6: Comparison 2D-profile versus 3D-DEM (2009/12/16).

a) Localisation of the points measured by tachometer on the DEM generated from TLS data.
b) Comparison of the tachometer profile and of the corresponding profile extracted from the DEM.

c) Differences(in centimetres) between the TLS profile and the tachometer profile.

Moreover, the beach profiles are often used to measure the global beach sediment budget by extrapolation, integrating the profile over the full width of the beach to artificially create surface data (Dehouck, 2006). To quantify the errors caused by such sediment budget calculation, a volume comparison has been led on a common part of the beach (without cliffs or rocky relief) considering the surface created by integration of the tachometer profile and the corresponding part of the TLS DEM. Within an area of 10 400m², the volume difference is 5600m³, 890m³ of which being due to differences between the tachometer and the TLS profiles and 4710m³ of which being due to the long-shore integration of the profile. Indeed, the tachometer 2D cross-shore profile is not representative of the total beach topography since it does not take into account the long-shore variability. Precisely, on that day, the Porsmilin beach showed small beach cusps (Fig.6-a).

- **Comparison of 3D data on the supra-tidal beach**

To survey the supra-tidal beach, TLS, DGPS and photogrammetry by drone are available. DEMs resulting from any of these techniques are affected by the errors on the DGPS measurement (cf. Part 3.1) used for the absolute positioning, but also by instrumental errors and processing-related errors (artefacts due to the filtering, data interpolation...).

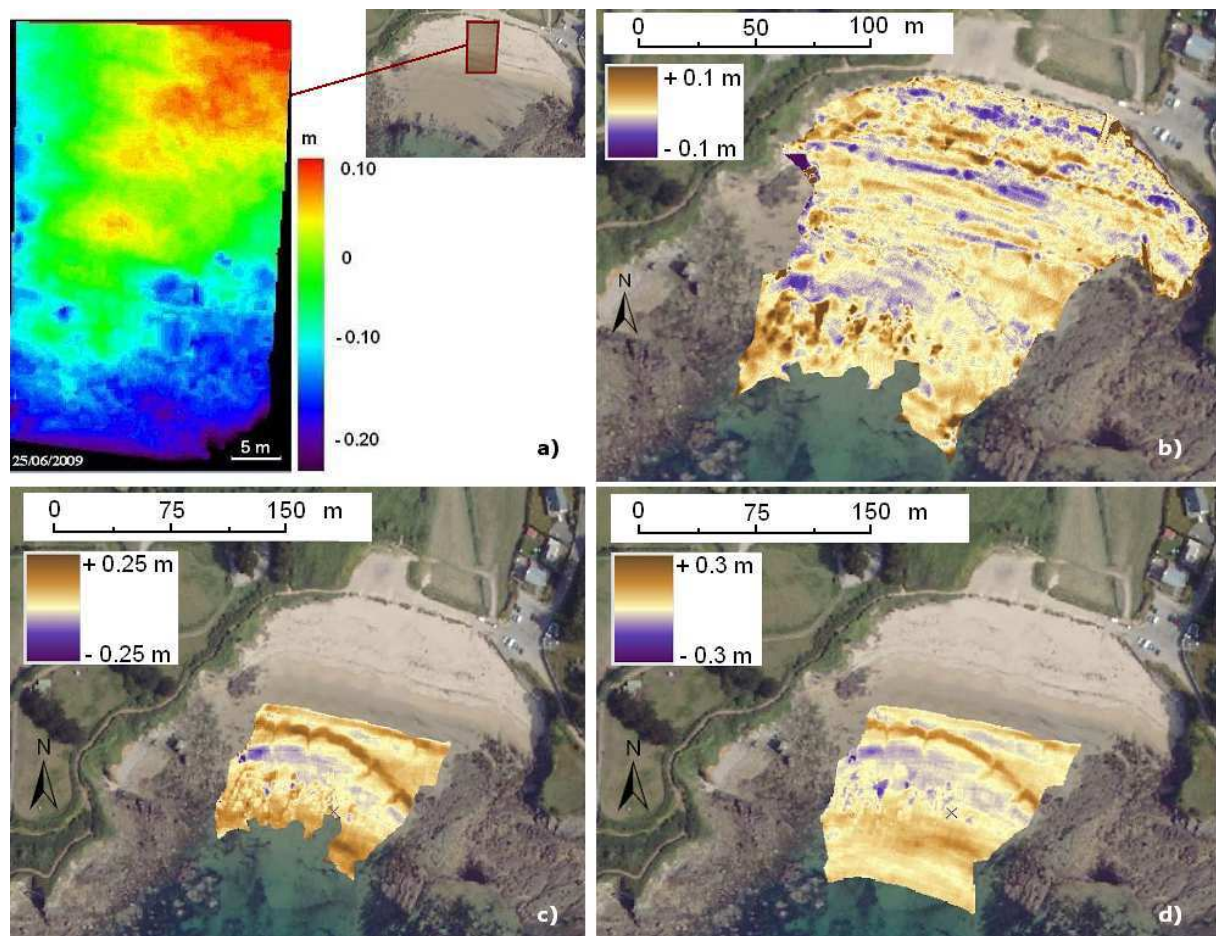


Figure 7: Results of the comparison of the different techniques (all the data have been collected on the 2009-06-25): a) Comparison DGPS-Stereophotogrammetry (with the location of the photogrammetric DEM on the beach) - b) Comparison TLS-DGPS - c) Comparison TLS-MBES - d) Comparison DGPS-MBES

Figure 7-a) shows the deviations between a stereo-photogrammetric DEM and a portion of the DGPS DEM. These deviations are zonal errors varying from -20cm to +10cm and are mainly due to residual distortion effects on the pair of photographs. Figure 7-b) shows that the deviations between the TLS DEM and the DGPS DEM don't exceed ± 10 cm and are very localized. They can be caused by the significant difference of resolution existing between the two techniques. Indeed, some small features cannot be measured by the DGPS and are thus ignored during the interpolation phase. It appears interesting to assess in which extent the density of collected points affects the quality of the final DEM. Thus, an assessment has been led on a TLS points cloud, which points density has been artificially reduced (by 10 and by 50). Three DEMs have been generated (from the total points cloud and from the two reduced points clouds)(Fig. 8-a), gridded and interpolated on a TIN with the same parameters (20cm regular sampling and 10m triangle maximum size)(Fig.8-b). The two DEMs which have undergone the points reducing have been compared with the DEM stemming from the complete points cloud (Fig. 8-c). The results show that, given the gentle relief of the beach the differences remain very limited (± 10 cm at the most) and mainly concern very local structures. Conversely, the differences are more important on the cliffs and the rocky areas. Once more, depending the aim and the requirements of the study, a high data density can turn out to be superfluous or favourable, or even necessary.

- **Comparison of 3D data within the inter-tidal beach**

Some inherent problems have to be taken into account for the comparison over the inter-tidal zone of topographic data and bathymetric data. Above all, the geospatial reference system must be considered. Since topographic and bathymetric mapping activities traditionally use different vertical references. For instance, on the study zone, the topographic altitude datum is the “NGF-IGN 69”, which historically corresponded to the mean sea level at the tide gauge of Marseille, whereas the chart datum level (called “zéro hydrographique”) is defined as the Lower Astronomical Tide level. In Brest, the offset between topographic and hydrographic zero is 3.63m.

A further problem in comparing these data is related to the conditions of acquisition. Indeed, collecting topographic data on the inter-tidal zone implies that this acquisition is led at low tide, contrary to bathymetric data, which are collected at high tide. On the lower part of the emerged beach, photogrammetric data are rarely efficient since the texture of the damp sand is quasi-homogeneous, which prevents image correlation. Besides, on this area, because of the wet sand, TLS data are more scattered and therefore their resolution is lower.

Figure 7-c) & d) shows the deviations between TLS and MBES data and DGPS and MBES data. The deviations range from -15cm to +25cm and are likely partly due to the sediment transport with the flood-tide current. As these deviations remain negligible, it can be conceivable to merge topographic and bathymetric data. The basis of shoreline management is the analysis of sedimentary budgets and the identification of the different sediment sources and sinks (EUROSION reports, 2004). To assess this budget and to determine whether the system is in equilibrium or not, the coast has to be virtually divided into littoral cells and compartments (Bowen and Inman, 1966 ; Komar, 1996).

Combining data over sub-, inter- and supra-tidal zone, i.e. gathering bathymetric and topographic data, enables to study a complete sedimentary compartment (Fig.9).

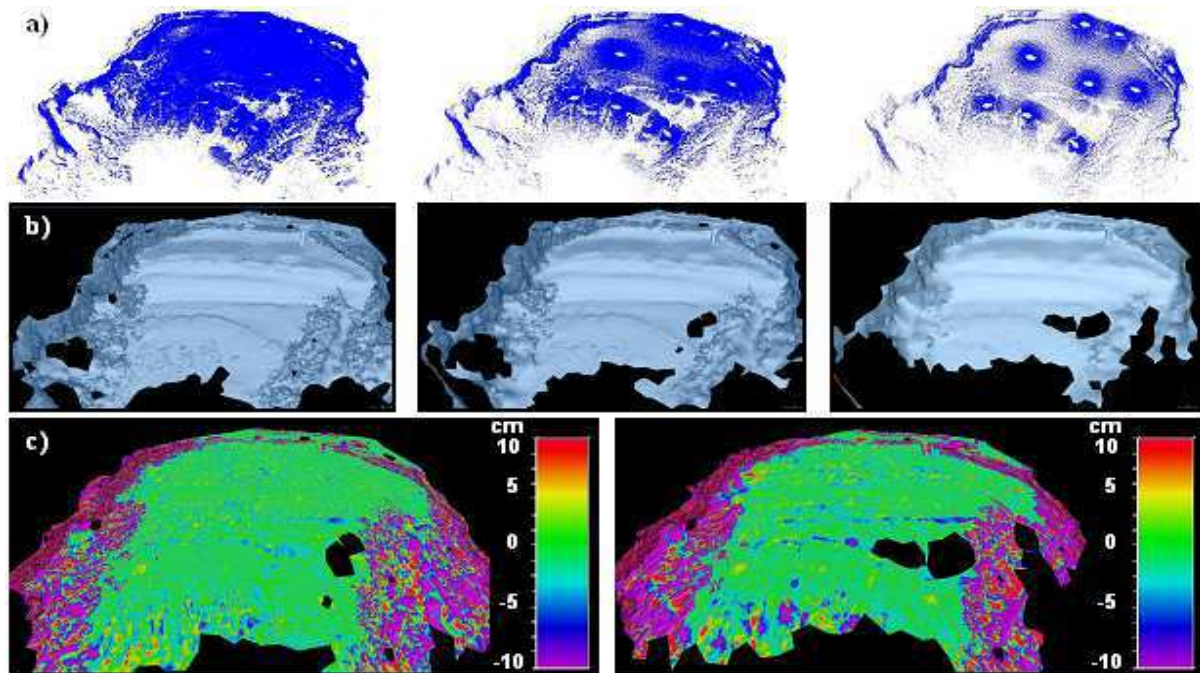


Figure 8: Assessment of the influence of points density on the DEM quality. This comparison is led on TLS data with an artificial decrease in the number of points collected. a) Points clouds with, respectively, all the points, 1/10th of the points and 1/50th of the points. b) The corresponding DEM generated with the same TIN gridding and interpolation. c) The results of the comparison between the DEM with the best data resolution and the DEM with a decreased data resolution.

	2007	2008	2009	2010
Jan.				
Feb.			DGPS Drelia	MBES
Mar.				
Apr.		DGPS		TLS
May		DGPS	Drelia	MBES
June		Drelia	DGPS+Drelia +TLS+MBES	TLS
July				TLS
Aug.	Drelia			
Sept.		MBES Drelia	MBES	
Oct.	DGPS	MBES	Drelia	
Nov.		MBES		TLS+MBES; TLS+MBES
Dec.			TLS	

Table 1: Dates of the 2D acquisitions on Porsmilin beach

4.3 – Diachronic DEM differencing

DEM is a widespread method to identify both cross-shore and long-shore morphological features. As well as depicting the beach morphology at one point, DEM can also be used to study the beach evolution by DEM differencing (Heritage et al., 2009). This approach generally involves subtracting the oldest DEM of a given area to the newest one. This results in a “differential DEM” representing the scour (-) and fill (+) volumes of sediments from the oldest date to the newest one. Using these differential DEM, the impact of the hydro-dynamical processes on the beach morphological changes can be analysed for the corresponding period. So, the dates of the studied DEM have a significant influence on the process to highlight (Tab. 1).

When performing quasi-simultaneous topographic and bathymetric surveys, temporal differential DEM can be set out over the whole compartment (Tab.1 ; Fig. 9). Using these data, the global sediment budget of the compartment could be estimated. However, considering an inaccuracy of $\pm 10\text{cm}$ and the surface of the compartment ($\approx 33000\text{m}^2$) the uncertainty of measurement on this area is $\pm 3300\text{ m}^3$ and can generate under- or overestimates of elevation changes in some sections of the DEM.

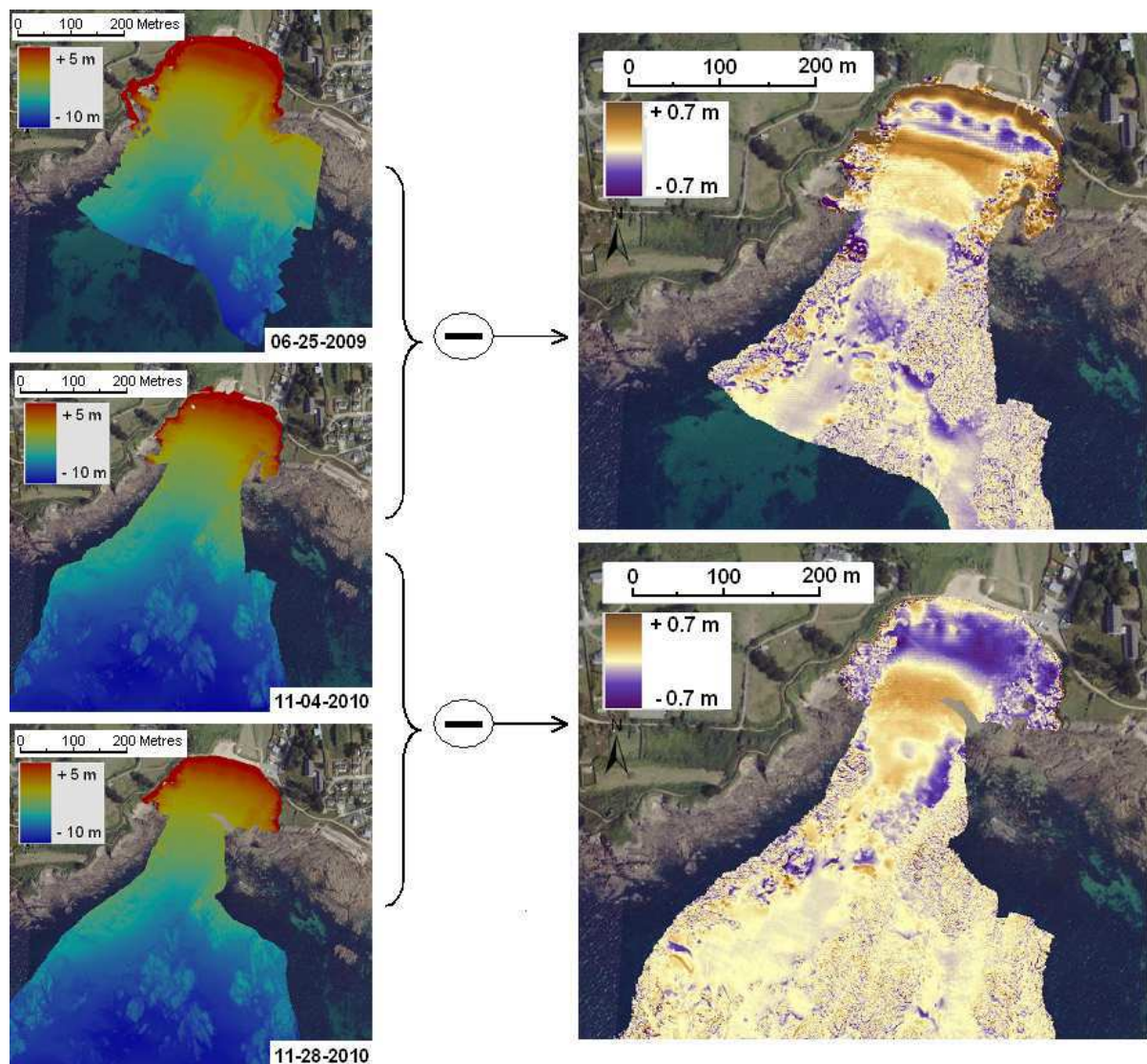


Figure 9: Association of DEM from simultaneous TLS and bathymetric data for a complete survey of the sedimentary cell and the resulting differential DEM.

5. DISCUSSION AND CONCLUSION

Coastal morphodynamical changes result from a complex interaction between several physical processes which operate over a wide range of spatial and temporal scales. Performing an efficient survey of the beach is thus far from straightforward, and so it is important to use the most suitable technique.

Merging topographic and bathymetric data is a great benefit to monitor the whole sedimentary stock. Nevertheless, it entails some constraints since the data need to be collected quasi-simultaneously, with a complete control over each stage of the acquisition and processing chain to minimize the differences on the overlap areas.

Table 2 presents the advantages and limitations of the different techniques used in this study. From this comparative assessment, it appears that the photogrammetry by drone is a suitable method for flat areas monitoring but the processing remains rather long. The terrestrial laser scanning turns out to be very efficient (even if it would be even more suitable to monitor rugged relief), but it means an important starting investment. Despite of its high cost, the multibeam echo-sounder cannot be avoided to survey efficiently the subtidal zone.

Even on a small beach, 3D data are more efficient than 2D cross-shore profiles to measure sedimentary budgets. Nevertheless the acquisition of such data is time-consuming if you are only equipped with a DGPS or a tachometer. Remote sensing techniques have a high potential for local monitoring applications (quick acquisition, very high resolution and accuracy...) but the DGPS system remains necessary to measure targets, to collect data on sites difficult to access or to locate relative data in a geographic reference frame.

Another parameter to take into account when performing coastal monitoring is the frequency of acquisition. Indeed, the beach topography at a given moment displays the influences of the hydrodynamical processes currently in action but also the residual effects of all the processes having stepped in since the previous survey. Consequently, it is essential to choose the appropriate temporal frequency as well as the most suitable technique. The instruments must therefore allow some flexibility so as to adapt the temporal acquisition frequency or to rapidly take part in a "post-storm" monitoring.

ACKNOWLEDGEMENT

This work has been supported by CNRS / INSU Relief Program, CNES, and "La Région Bretagne".

	DGPS	Aerial photogrammetry by drone	Terrestrial Laser Scan	Multi-beam echo- sounder
Adaptability to coastal environment	No requirements	Unusable in rainy weather and strong wind (>80 km/h)	Unusable in rainy weather (less performant in wet air) ; no signal on wet areas	Limited by the draught ; unusable by stormy weather and rough sea
User convenience	Very transportable ; time- consuming =>required personnel: 1 or 2	Unmanned instrument, quite transportable ; =>required personnel: 2 (including a "pilot")	Little-transportable =>required personnel: 2	Time-consuming ; required a boat and other sensors ; =>required personnel: 2 (helmsman+surveyor)
Data collecting time	~1200 points/operator/day	~1h for the flight and the management of the target above a 25000m ² zone	~45' /scan position (with the acquisition and targets management)	~2h for a 400000m ² zone
Raw data	Sparse points (density adapted to the topography)	Very high-resolution aerial photographs	Dense cloud of 3D points	Relatively dense cloud of 3D sounding points
Data quality	mean resolution: 0,8 point/m ² ; accuracy: ~2cm (horizontally), ~5cm (vertically)	~2.6cm/pixel (depending on flight conditions) ; accuracy: +/-10cm	resolution: from 100 to 3000 points/m ² (depending on angular resolution and distance) accuracy: +/-5cm	resolution: from 0,5 to 1m (depending on the depth) ; accuracy: +/-10cm
Processing	DEM generation by interpolation => 1h	Matlab processing chain => 5h / stereo-pair (80x50m)	Data filtering + DEM generation by TIN => 1-2 day(s)	Data filtering + DEM generation by classical interpolation => 1-2 day(s)
Results	Topographical DEM	Topographical DEM + georeferenced ortho- images	Topographical DEM	Bathymetric DEM
Possible applications	geotechnical / fundamental beach-wide morphological studies or volumes monitoring + supplement to other techniques	geotechnical / fundamental morphological studies (including on vast areas) or volumes monitoring + study of fine features (up to ~10cm)	fundamental beach-wide morphological studies (including on areas with chaotic relief) or volumes monitoring + study of very fine features (up to ~2-3cm: ripples, exfiltration channels...)	geotechnical / fundamental morphological studies (foreshore bar) or volumes monitoring (siltation in the ports) + study of fine features (ripples)
Cost	Rather reasonable	Expensive	Expensive	Very expensive (multi- beam echo-sounder, boat, motion sensor...)

Table 2: Comparative table of the different techniques assessed in this study

BIBLIOGRAPHY:

- Abadie, S., Brière, C., Dubranna, J., Maron, P., Rihouey, D., 2008. Erosion generate by wave induced currents in the vicinity of a jetty : the study case of the relation between the Adour river mouth and Anglet's beach - France. *Journal of Coastal Research*, 24(1), 59-69.
- Aguilar, F.J., Mills, J.P., Delgado, J., Aguilar, M.A., Negreiros, J.G., Pérez, J.L, 2010. Modelling vertical error in LiDAR-derived digital elevation models. *Isprs Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 65(1), 103-110.
- Aguilar, F.J., Aguera, F., Aguilar, M.A., Carvajal, F., 2005. Effects of terrain morphology, sampling density, and interpolation methods on grid DEM accuracy. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 71(7), 805-816.
- Andrade, F. and Ferreira, M.A., 2006. A simple method of measuring beach profiles. *Journal of Coastal Reseach*, 22(4), 995-999.
- Ali, T., Mehrabian, A., 2009. A novel computational paradigm for creating a Triangular Irregular Network (TIN) from LiDAR data. *Nonlinear Analysis-Theory Methods & Applications*, 71(12), 624-629.
- Baptista, P., Bastos, L., Bernardes, C., Cunha, T., Dias, J., 2008. Monitoring Sandy Shores Morphologies by DGPS - A Practical Tool to Generate Digital Elevation Models. *Journal of Coastal Research*, 24(6), 1516-1528.
- Bertin, X., Fortunato, A.B., Oliveira, A., 2009. Morphodynamic Modeling of the Ancao Inlet, South Portugal. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 1(56), 10-14.
- Bowen, A.J., Inman, D.L., 1966. Budget of Littoral Sands in the Vicinity of Point Arguello, California. U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center technical memorandum, 19, 41.
- Buckley, S. J., Howell, J. A., Enge, H. D., Kurz, T. H., 2008. Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations. *Journal of the Geological Society*, 165, 625-638.
- Caminade, D., 1995. Ouvrages de protection des côtes. Ed. Techniques Ingénieur, C4631, 1-16.
- Chaplot, V., Darboux, F., Bourennane, H., Leguedois, S., Silvera, N., Phachomphon, K., 2006. Accuracy of interpolation techniques for the derivation of digital elevation models in relation to landform types and data density. *Geomorphology* 77, 126-141.
- Dehouck, A., 2006. Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère). Ph.D. Thesis, Université de Bretagne Occidentale, France.
- Dehouck, A., Dupuis, H., Senechal, N., 2009. Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Marine Geology*, 266(1-4), 1-17.
- Delacourt, C., Allemand, P., Jaud, M., Grandjean, P., Deschamps, A., Ammann, J., Cuq, V., Suanez, S., 2009. DRELIO: An Unmanned Helicopter for Imaging Coastal Areas. *Journal of Coastal Research*, 2, 1489-1493.
- Delgado, I., Lloyd, G., 2004. A simple low cost method for one-person beach profiling. *Journal of Coastal Research*, 20(4), 1246-1252.
- Dewez, T., Gebrayel, D., Lhomme, D., Robin, Y., 2009. Quantifying morphological changes of sandy coasts by photogrammetry and cliff coasts by lasergrammetry. *Houille Blanche-Revue Internationale De L Eau*, 1, 32-37.
- Dornbusch, U., 2010. Ground Survey Methods for Mixed Sand and Gravel Beaches in Intertidal Environments: A Comparison. *Journal of Coastal Research*, 26(3), 451-464.
- Ernstsen, V.B., Noormets, R., Hebbeln, D., Bartholoma, A., Flemming, B.W., 2006. Precision of high-resolution multibeam echo sounding coupled with high-accuracy positioning in a shallow water coastal environment. *Geo-Marine Letters*, 26(3), 141-149.
- EUROSION reports, 2004. Living with coastal erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability - A guide to coastal erosion management practices in Europe, 1-164.
- Fisher, P.E., Tate, N.J., 2006. Causes and consequences of error in digital elevation models. *Progress in Physical Geography*, 30(4), 467-489.

Fuller, I.C., Large, A.R.G., Charlton, M.E., Heritage, G.L., Milan, D.J., 2003. Reach-scale sediment transfers: An evaluation of two morphological budgeting approaches. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(8), 889-903.

Guo, Q.H., Li, W.K., Yu, H., Alvarez, O., 2010. Effects of Topographic Variability and Lidar Sampling Density on Several DEM Interpolation Methods. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 76(6), 701-712.

Hancock, G.R., 2006. The impact of different gridding methods on catchment geomorphology and soil erosion over long timescales using a landscape evolution model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(8), 1035-1050.

Heritage, G.L., Milan, D.J., Large, A.R.G., Fuller, I.C., 2009. Influence of survey strategy and interpolation model on DEM quality. *Geomorphology*, 112(3-4), 334-344.

Horrallo-Caraballo, J.M., Reeve, D.E., 2008. Morphodynamic behaviour of a nearshore sandbank system: The Great Yarmouth Sandbanks, UK. *Marine Geology*, 254(1-2), 91-106.

Hughes-Clarke, J.E., Mayer, L.A., Wells, D.E., 1996. Shallow-water imaging multibeam sonars: A new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. *Marine Geophysical Researches*, 18(6), 607-629.

Junaidi, Wakae, N., Kato, S., Aoki, S.I., 2009. Morphological Monitoring of Coastal Dune Using Differential GPS and 3D Terrestrial Laser, *Proceedings of the 5th International Conference on Asian and Pacific Coasts*, Vol 2. World Scientific Pub Co Pte Ltd, Singapore, 313-320.

Kaminsky G., Ruggiero P., Gelfenbaum G., 1998. Monitoring coastal change in Southwest Washington and Northwest Oregon during the 1997/1998 El Niño. *Shore & Beach*, 66(3), 42-51.

Komar, P. D., 1996. The Budget of Littoral Sediments – Concepts and Applications. *Shore and Beach*, 64, 18-26.

Krueger, C.P., Goncalves, R.M., Heck, B., 2009. Surveys at the Coast of Parana, Brazil, to Determine the Temporal Coastal Changes. *Journal of Coastal Research*, 632-635.

Lane, S.N., Westaway, R.M., Hicks, M., 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 249–271.

Larson M., Kraus N.C., 1994. Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 117, 75-94.

Lee G., Nicholls R.J., Birkemeier W. A., 1998. Storm-driven variability of beach–nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991. *Marine Geology* 148 (3–4), 163–177.

Li, H.S., Yao, B., Zhou, T., Wei, Y.K., Chen, B.W., Liu, X., Yu, H.X., Weng, N.N., 2008. Shallow water High Resolution Multi-Beam Echo Sounder. *Oceans 2008 - Mts/IEEE Kobe Techno-Ocean*, Vols 1-3, Oceans-IEEE. IEEE, New York, 1051-1055.

Mason C., 1985. Recent R&D accomplishments at the coastal engineering research center field research facility, *Oceans*, 17, 78-84.

MESH Guide to Marine Habitat Mapping, 2007. European Community Initiative INTERREG IIIB NWE (North-West Europe). www.searchmesh.net

Milan, D.J., Heritage, G.L., Large, A.R.G., Fuller, I.C., 2011. Filtering spatial error from DEMs: Implications for morphological change estimation. *Geomorphology*, 125(1), 160-171.

Miller, P.E., Mills, J., Edwards, S., Bryan, P., Marsh, S., Hobbs, P., Mitchell, H., 2007. A robust surface matching technique for integrated monitoring of coastal geohazards. *Marine Geodesy*, 30(1-2), 109-123.

Moore, L. J., 2000. Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, 16(1), 111-124.

Morton, R.A., Leach, M.P., Paine, J.G. and Cardoza, M.A., 1993. Monitoring Beach Changes Using GPS Surveying Techniques. *Journal of Coastal Research*, 9(3), 702-720.

O'Regan, P.R., 1996. The use of contemporary information technologies for coastal research and management - A review. *Journal of Coastal Research*, 12(1), 192-204.

Reeve D., Li Y., Lark M., Simmonds D., 2007. An investigation of the multi-scale temporal variability of beach profiles at Duck using wavelet packet transforms. *Coastal Engineering*, 54(5), 401-415.

- Rihouey, D., Dugor, J., Dailloux, D., Morichon, D., 2009. Application of remote sensing video systems to coastal defence monitoring. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 2(56), 1582-1586.
- Rosser, N.J., Petley, D.N., Lim, M., Dunning, S.A., Allison, R.J., 2005. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 38, 363-375.
- Saied, U.M., Tsanis, I.K., 2005. ICEM: Integrated coastal engineering model. *Journal of Coastal Research*, 21(6), 1257-1268.
- Schmitt, T., Mitchell, N.C. and Ramsay, A.T.S., 2008. Characterizing uncertainties for quantifying bathymetry change between time-separated multibeam echo-sounder surveys. *Continental Shelf Research*, 28(9), 1166-1176.
- SHOM, 1994. Courants de marée de la côte ouest de Bretagne de Goulven à Penmarc'h. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, F 560-UJA.
- Southgate, H.N., 2008. Data-based forecasting of beach volumes on monthly to yearly timescales. *Coastal Engineering*, 55(12), 1005-1015.
- Stive, M.J.F., Devriendt, H.J., 1995. Modeling Shoreface Profile Evolution. *Marine Geology*, 126(1-4), 235-248.
- Suanez, S., Cariolet, J.-M., Fichaut, B., 2010. Monitoring of Recent Morphological Changes of the Dune of Vougot Beach (Brittany, France) Using Differential GPS. *Shore & Beach*, 78(1), 37-47.
- Topcon HyperPro brochure, 2004. Topcon Corporation.
- Wechsler, S.P., Kroll, C.N., 2006. Quantifying DEM uncertainty and its effect on topographic parameters. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 72(9), 1081-1090.
- White, S.A., Wang, Y., 2003. Utilizing DEMs derived from LIDAR data to analyze morphologic change in the North Carolina coastline. *Remote Sensing of Environment*, 85(1), 39-47.
- Yanalak, M., Baykal, O., 2003. Digital elevation model based volume calculations using topographical data. *Journal of Surveying Engineering-Asce*, 129(2), 56-64.
- Yanalak, M., 2003. Effect of gridding method on digital terrain model profile data based on scattered data. *Journal of Computing in Civil Engineering*, 17(1), 58-67.
- Yilmaz, H.M., 2007. The effect of interpolation methods in surface definition: an experimental study. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(9), 1346-1361.

IV. Conditions hydrodynamiques et évolutions morphologiques

IV. Conditions hydrodynamiques et évolutions morphologiques

Introduction

Le suivi diachronique de l'évolution du continuum Terre-Mer à différentes échelles spatio-temporelles vise d'une part à établir des bilans sédimentaires et observer des structures morphologiques particulières, et d'autre part à déterminer la contribution relative de chaque processus dans un comportement morpho-sédimentaire donné. Afin d'analyser la plus grande gamme possible de variations morphologiques à l'échelle d'une plage, nous avons développé, mis en oeuvre et comparé des méthodes d'acquisition de topographie et bathymétrie à très haute résolution spatiale, permettant d'observer simultanément l'évolution globale de la zone mais aussi les transferts sédimentaires au sein même du système.

Les travaux présentés dans cette thèse ont été menés sur le site de Porsmilin, plage sableuse de la mer d'Iroise suivie depuis 2003 par l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) dans le cadre de l'Observatoire du Domaine Côtier. La plage n'ayant pas été équipée d'instruments de mesures hydrodynamiques, l'identification des interactions entre processus hydrodynamiques et morphologie des plages s'appuiera sur des données issues des modélisations Prévimer (<http://www.previmer.org/> - Ardhuin et Magne, 2010 ; Magne *et al.*, 2010).

Lorsque les levés topographiques répartis tout au long d'une (ou plusieurs) année(s) sont en nombre suffisant pour être représentatif de l'évolution de la plage, une analyse statistique peut être menée afin de capter la diversité des morphologies possibles et de caractériser le comportement général de la plage en faisant abstraction d'éventuels levés reflétant un état erratique. Un bilan volumétrique, réalisé par comparaison de deux acquisitions à des dates distinctes, permet quant à lui de quantifier les transferts de sédiments entre ces deux dates. Ces deux approches sont donc complémentaires.

Jusqu'alors le suivi morphodynamique consistait en l'acquisition de profils topographiques au DGPS ou au tachéomètre auxquels viennent désormais s'ajouter des photographies par drone, des levés bathymétriques au sondeur multi-faisceaux et des levés au scanner laser terrestre. Alors que les profils ne permettent qu'un suivi 2D de la zone émergée, la mise en oeuvre de ces techniques offre une vision 3D sur l'intégralité du compartiment sédimentaire via la génération et l'analyse de MNT et de MNT différentiels. En plus de fournir un suivi précis de la globalité de la plage, la haute résolution spatiale de ces données 3D prend toute son importance pour l'observation de structures de

dimensions réduites (quelques dizaines de centimètres) ou très localisées (telles que des chenaux d'exfiltration ou un système de croissants de plage). L'étude de ces structures susceptibles d'évoluer rapidement (en un cycle de marée) et pouvant être révélatrices de processus hydrodynamiques encore mal connus nécessite des acquisitions fréquentes (au minimum quotidiennes).

IV.1- Zone d'étude et contexte du suivi

IV.1-a/ Présentation de la zone d'étude : la plage de Porsmilin

Située sur la commune de Locmaria-Plouzané, entre Brest et la Pointe Saint-Mathieu, la plage de Porsmilin est l'une des quatre plages sableuses de l'Anse de Bertheaume, à l'entrée du goulet de Brest (Fig. IV.1).

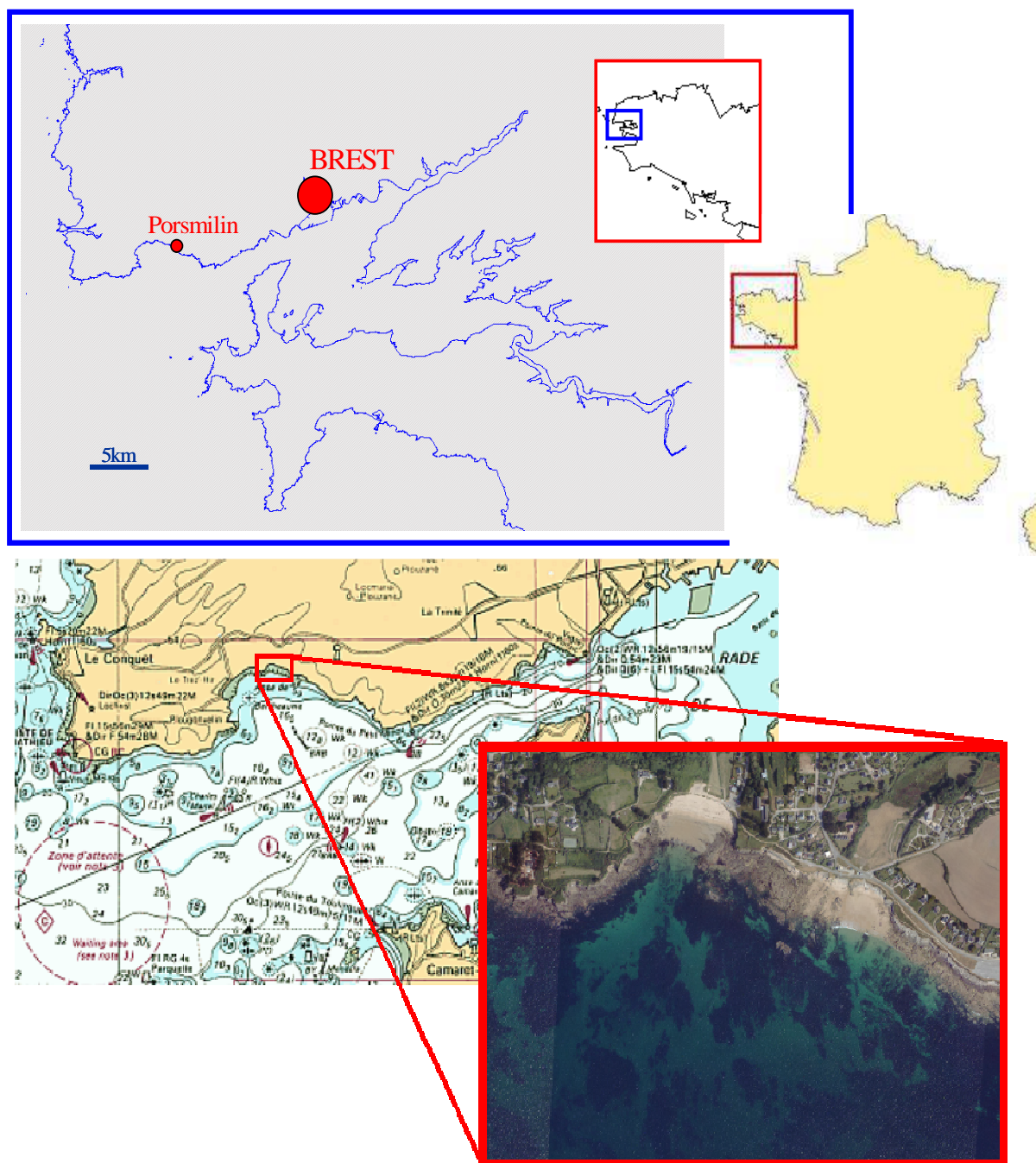


Figure IV.1 : Localisation de la plage de Porsmilin.

Ce site de la mer d'Iroise est suivi depuis 2003 par l'IUEM dans le cadre de l'Observatoire du Domaine Côtier. Cette plage a été choisie pour la configuration des lieux, ses caractéristiques morphodynamiques, mais aussi pour sa proximité du laboratoire (~10 km).

- **Caractéristiques sédimentologiques et morphologiques :**

La Mer d'Iroise présente un littoral très découpé et principalement rocheux. Les plages sableuses occupent essentiellement les fonds d'anse et sont constituées de sables fins à grossiers issus de la mobilisation des dépôts sédimentaires sous-marins (au cours de la transgression flandrienne) et de l'érosion continentale et marine des falaises rocheuses. L'Aulne et l'Elorn ne charrient que des particules fines qui sédimentent en rade de Brest avant d'atteindre la Mer d'Iroise (Hallegouët, 1971 ; BRGM, 1989 ; Dehouck, 2006). La plage de Porsmilin est principalement constituée de sables moyens, dont le diamètre médian (D_{50}) est de 320 μm . La granulométrie est globalement homogène, néanmoins, localement (ligne de rivage, chenaux d'exfiltration), des sédiments plus grossiers sont présents (Dehouck, 2006).

Porsmilin est une plage de fond d'anse aux dimensions relativement restreintes (~ 200 m de large et 200 m transversalement pour un découverture maximum de l'estran) et qui bénéficie d'une situation abritée. Du fait des falaises qui encadrent la plage à l'Est et l'Ouest, la zone d'échanges sédimentaires est naturellement contrainte et limitée à une seule interface principale (au Sud) (Fig. IV.2). Les phénomènes de dérive littorale seront donc négligeables.

Le domaine supra-tidal se réduit à un talus dunaire de faible altitude. Des barres intertidales d'amplitude décimétrique peuvent se former ponctuellement sur les niveaux de basse mer et d'amplitude métrique sur les niveaux de haute mer (Dehouck, 2006). Sur la terrasse de basse mer affleurent parfois des tourbes holocènes, vestiges d'une ancienne ligne de rivage, et un cordon de galets (Dehouck, 2006). Jusqu'à la mise en service du sondeur multi-faisceaux (2008), le domaine sub-tidal était relativement mal connu.

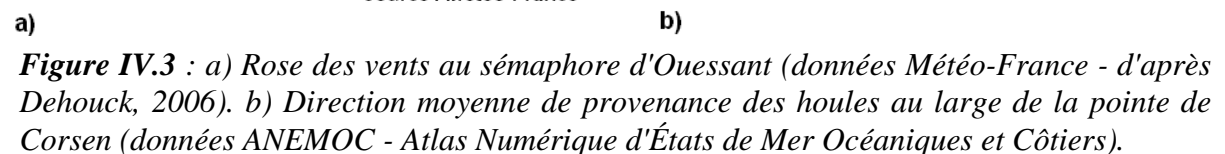


Figure IV.2 : Plage de Porsmilin vue depuis l'Est.

- **Contexte hydrodynamique :**

Les marées de la Mer d'Iroise, de type semi-diurne, ont un régime macrotidal, avec des marnages moyens de 5,6 m en période de vives-eaux (coeff. 90) et 2,9 m en période de mortes-eaux

Au niveau de l'anse de Bertheaume et du goulet de Brest, les courants de marée associés sont globalement orientés Est-Ouest (vers l'Est pendant le flot, et vers l'Ouest pendant le jusant). Leur intensité maximale (à mi-flot ou mi-jusant lors des marées de vives-eaux) est de 0,4 m/s (SHOM, 1994).



- **Caractéristiques anthropiques :**

L'ensemble des régions côtières françaises a subi une forte anthropisation au cours des dernières décennies (cf. I.3). Le littoral de la Mer d'Iroise n'a pas fait exception à la règle et a connu une augmentation de son urbanisation et de sa fréquentation touristique. Dans la commune de Locmaria-Plouzané, la population est passée de 1825 habitants en 1975 à 5277 en 2007 (Source : Mairie de Locmaria-Plouzané)(Fig. IV.4). A Porsmilin, cette anthropisation est restée modérée et se traduit par la présence d'ouvrages bétonnés sur la plage (conduit d'évacuation des eaux usées, cale de mise à l'eau) et par l'aménagement de l'arrière-plage (parkings, sentier côtier, etc.) (Fig. IV.2). Ces ouvrages peuvent avoir une incidence sur le comportement morphodynamique de la plage.



Figure IV.4 : *Anthropisation des abords de Porsmilin depuis 1961.*

IV.1- b/ Chronogramme des acquisitions

Le suivi de la morphodynamique de la plage se traduit en pratique par des acquisitions répétées de données topographiques. La fréquence des acquisitions doit être adaptée à l'échelle de temps des variations morphologiques et/ou du processus hydrodynamique étudié. Ainsi, évaluer l'influence de la marée implique d'acquérir des données à chaque cycle de marée. De même, quantifier l'impact d'une tempête suppose d'effectuer un levé immédiatement après l'événement et de le comparer à un levé faisant suite à une longue période de calme.

Cependant, en pratique, il est difficile d'effectuer des levés avec une cadence soutenue (mesures quotidiennes ou hebdomadaires) ou très régulière, leur fréquence étant notamment contrainte par les horaires de marée, les conditions météorologiques, la disponibilité des opérateurs et du matériel, etc. (cf. III.2).

La Figure IV.5 récapitule les différentes acquisitions qui ont pu être réalisées avec chacun des instruments depuis 2006 (date de la première acquisition de photographies aériennes haute résolution au-dessus de Porsmilin). Les levés au sondeur multi-faisceau et au scanner laser ont commencé respectivement en Septembre 2008 et Juin 2009.

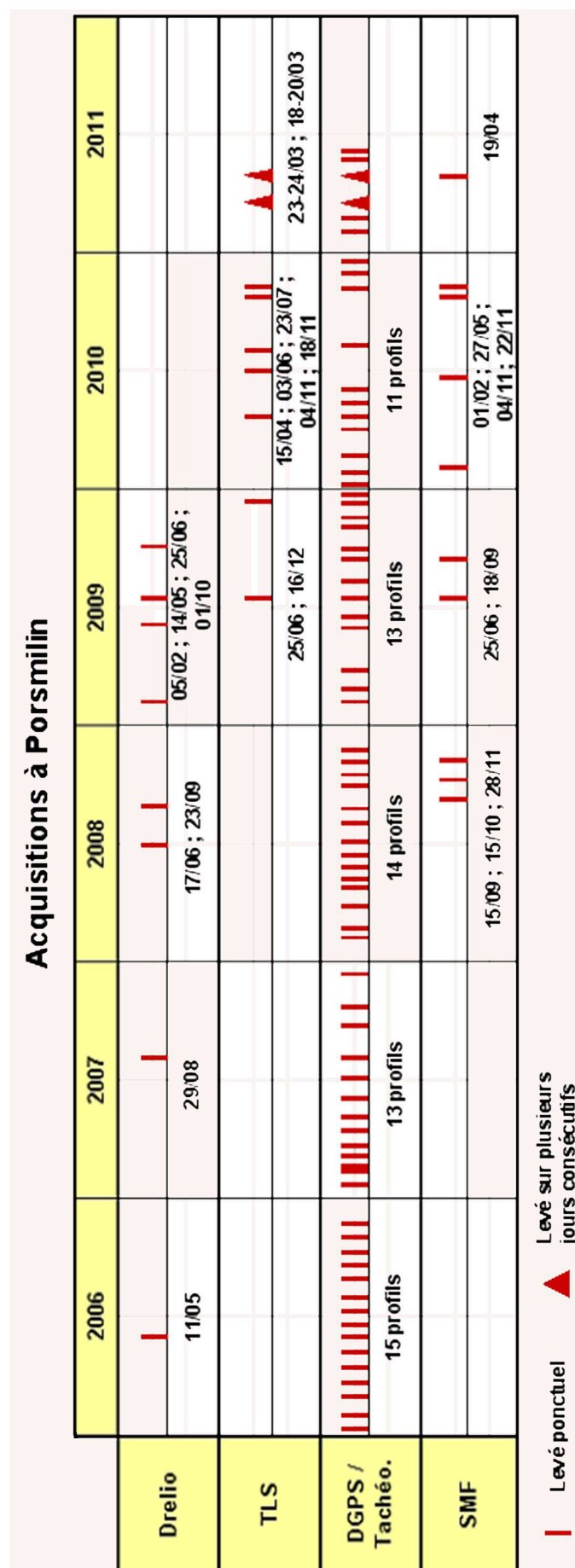


Figure IV.5 : Calendrier des levés effectués à Porsmilin depuis 2006 avec les différentes techniques d'acquisition.

IV.1- c/ Contraintes hydrodynamiques

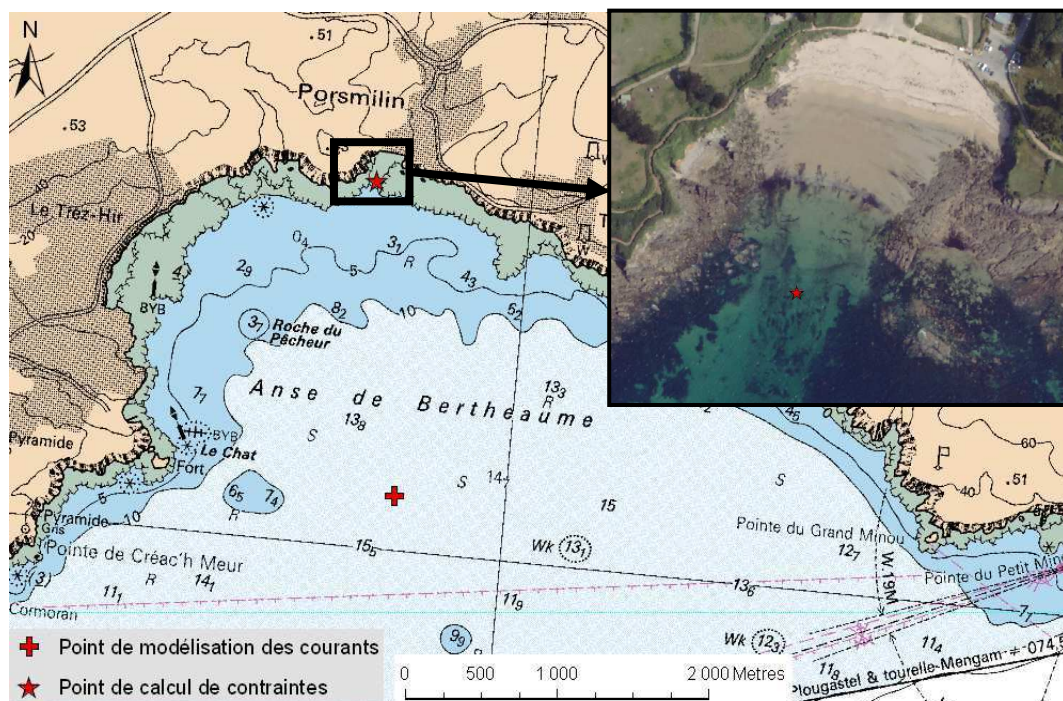
Parmi les principaux paramètres de forçage responsables de l'évolution morphodynamique du littoral (cf. I.1), on distingue :

- les forçages d'origine naturelle (vagues, vents, marées, courants littoraux, tempêtes, élévation du niveau de la mer, ...)
- les forçages d'origine anthropique (ouvrages de protection, anthropisation, défrichement, dragage,...) .

Eu égard à l'anthropisation minimale du site de Porsmilin, nous nous intéresserons uniquement ici aux facteurs d'origine naturelle.

N'ayant pas installé d'instrumentation pour effectuer des mesures hydrodynamiques au cours de mes travaux, les contraintes hydrodynamiques décrites dans ce paragraphe sont donc issues de modèles numériques. Il s'ensuit des approximations ou imprécisions (position des points de modélisation, résolution du modèle inadaptée pour une étude locale, incertitudes liées à l'échelle de travail, etc.) que nous détaillerons ultérieurement. Ainsi, il s'agit plus ici de souligner des tendances que d'effectuer des calculs précis.

Les phénomènes de transport sédimentaire éolien seront négligés en raison des faibles dimensions de la plage et de sa situation abritée des vents dominants grâce à la présence des falaises.



Les contraintes en cisaillement exercées par les vagues et les courants sont calculées grâce aux équations I.6, I.12, I.13 et I.14 introduites au chapitre I.2-c.

Les paramètres H_s , U_b , A et $\langle U \rangle$ (respectivement hauteur significative de houle, amplitude de la vitesse orbitale de houle sur le fond, demi-excursion des particules fluides sur le fond et vitesse moyenne du courant dans la colonne d'eau) sont obtenus en sortie du modèle WAVEWATCH III™ dans le cadre du projet inter-organismes "Prévimer" (<http://www.previmer.org> - Ardhuin et Magne, 2010 ; Magne *et al.*, 2010) impliquant notamment le SHOM et l'Ifremer.

Les données H_s , U_b et A nous ont été fournies par F. Ardhuin au format NetCDF de 2005 à 2010, calculées selon une grille latitude-longitude (résolution variable allant jusqu'à 200m) avec un pas de temps de 1h. Les données de courants dont nous disposons sont, quant à elles, modélisées en un point dans l'anse de Bertheaume (Fig. IV.6 - profondeur moyenne (IGN 69) ~19 m) avec un pas de temps de 1h.

Notre objectif est d'obtenir une évolution temporelle de la contrainte de cisaillement sous l'action combinée des houles et courants. Afin de limiter le temps de calcul, nous nous contenterons de sa valeur en un point P de la zone sub-tidale de la plage de Porsmilin (Fig. IV.6). A l'aplomb de ce point, la hauteur d'eau moyenne est de $h_p = 4$ m.

Dans nos calculs, nous utilisons une moyenne de U_b et A dans un rayon de 50 m autour de P. D'autre part, nous considérons que l'intensité et la direction du courant moyen $\langle U \rangle$ sont constantes entre le point de modélisation du courant et le point de calcul des contraintes.

L'évolution temporelle au point P de la hauteur significative des vagues (H_s), de la contrainte de cisaillement due aux vagues (T_w), de la contrainte de cisaillement due aux courants (T_c) et enfin de la contrainte de cisaillement maximale due à l'action combinée des vagues et des courants (T_{max}) est synthétisée sur les Figures IV.7 et IV.8 (seule l'année 2005 est représentée sur la Figure IV.7, les années 2006 à 2010 étant présentées en annexe A.5). La figure IV.7 met en exergue le rôle prépondérant aux faibles profondeurs de la contrainte de cisaillement induite par la houle par rapport à la contrainte induite par le courant. La contrainte de cisaillement par les vagues T_w apparaît fortement corrélée à la hauteur significative de houle H_s . La contrainte de cisaillement par le courant T_c évolue de manière similaire au signal de marée, diminuant lors de chaque étale et plus ou moins intense selon les périodes de vives-eaux et mortes-eaux. Cette contrainte reste stable d'année en année et sa moyenne annuelle est quasiment nulle (Tableau IV.1), ce qui est conforme au caractère à la fois alternatif et symétrique des courants de marée (cf. I.1-b/2).

La Figure IV.8 et le Tableau IV.1 montrent des variations "inter-annuelles", mais aussi "intra-annuelles" de l'intensité des conditions hydrodynamiques. Ainsi, avec des contraintes moyennes de cisaillement de 2,41 N/m² et de 2,26 N/m², les années 2005 et 2010 apparaissent plus calmes. Ces années-là, on peut donc s'attendre à des évolutions moins spectaculaires de la morphologie de la plage. Malgré la situation abritée de Porsmilin, la tempête Johanna du 10 Mars 2008 (jour 70) figure clairement sur les données (Fig. IV.7 et IV.8), avec des vagues de plus de 9 m et une contrainte de cisaillement maximale de 88,12 N/m².

Au vu de ces six années d'observation, l'agitation est généralement plus importante de Novembre à Mars, tandis que les conditions hydrodynamiques sont globalement plus calmes d'Avril à

Octobre (Fig. IV.7 et IV.8). Nous évoquerons donc par la suite des conditions estivales / hivernales, ou des houles de beau temps / de tempête.

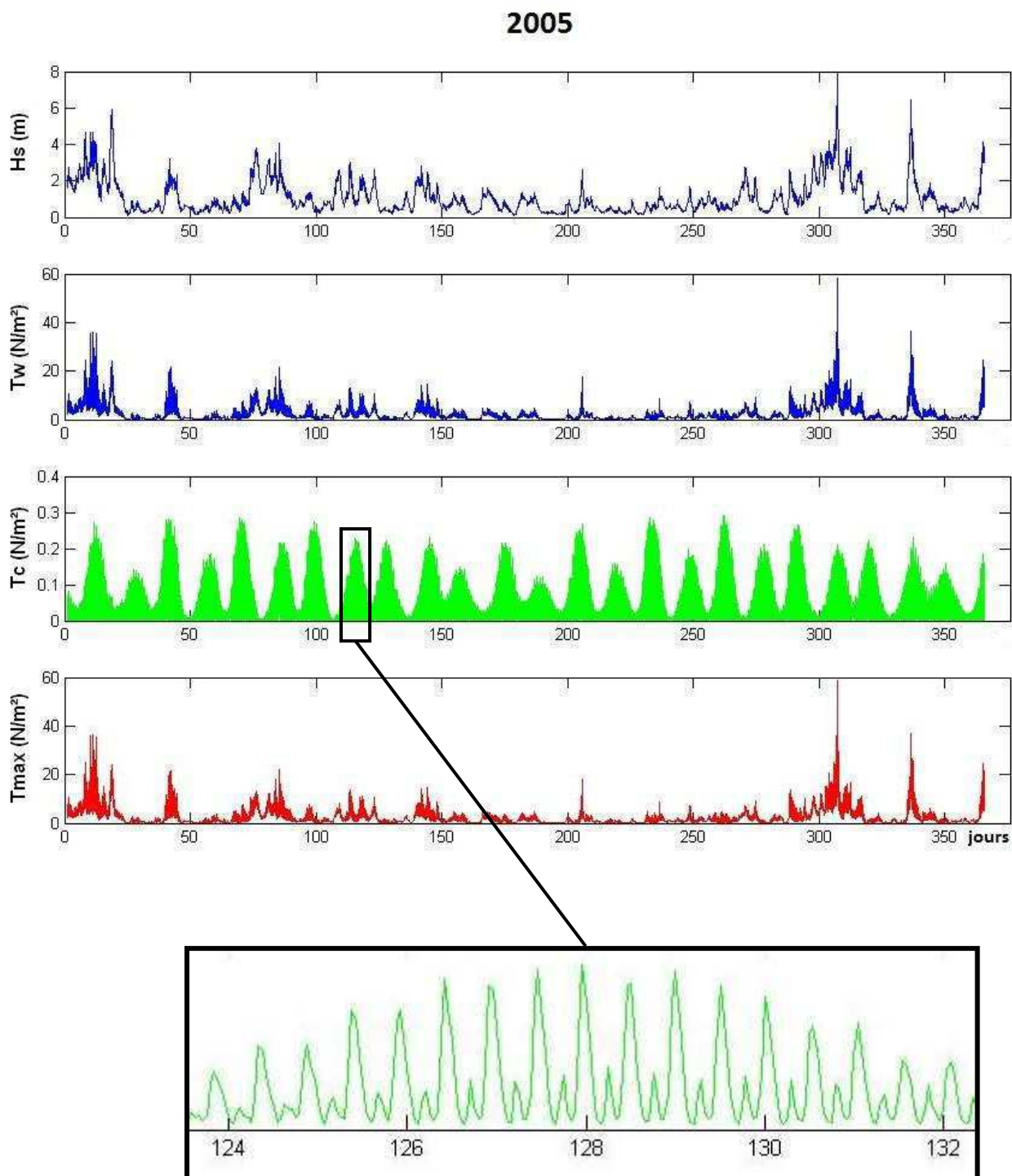
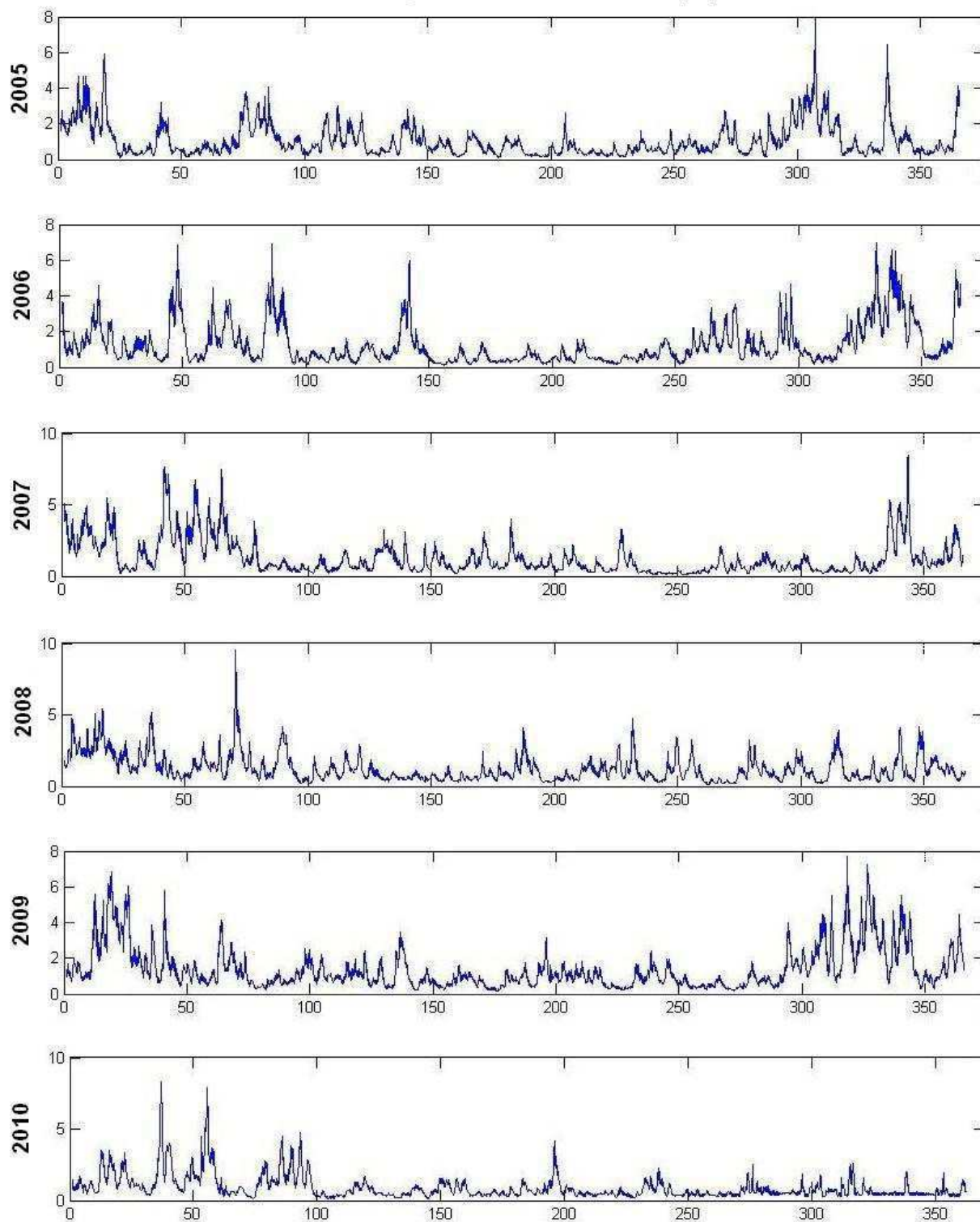


Figure IV.7 : Evolution temporelle en 2005 des contraintes de cisaillement au point P induites par les vagues seules (T_w), les courants seuls (T_c)(avec un zoom sur le jeu de données), la contrainte moyenne (T_m) et la contrainte maximale (T_{max}) engendrées par l'interaction houle-courant. (Evolutions des contraintes de 2006 à 2010 en annexe A.5).

a) Hauteur significative de houle Hs (m)



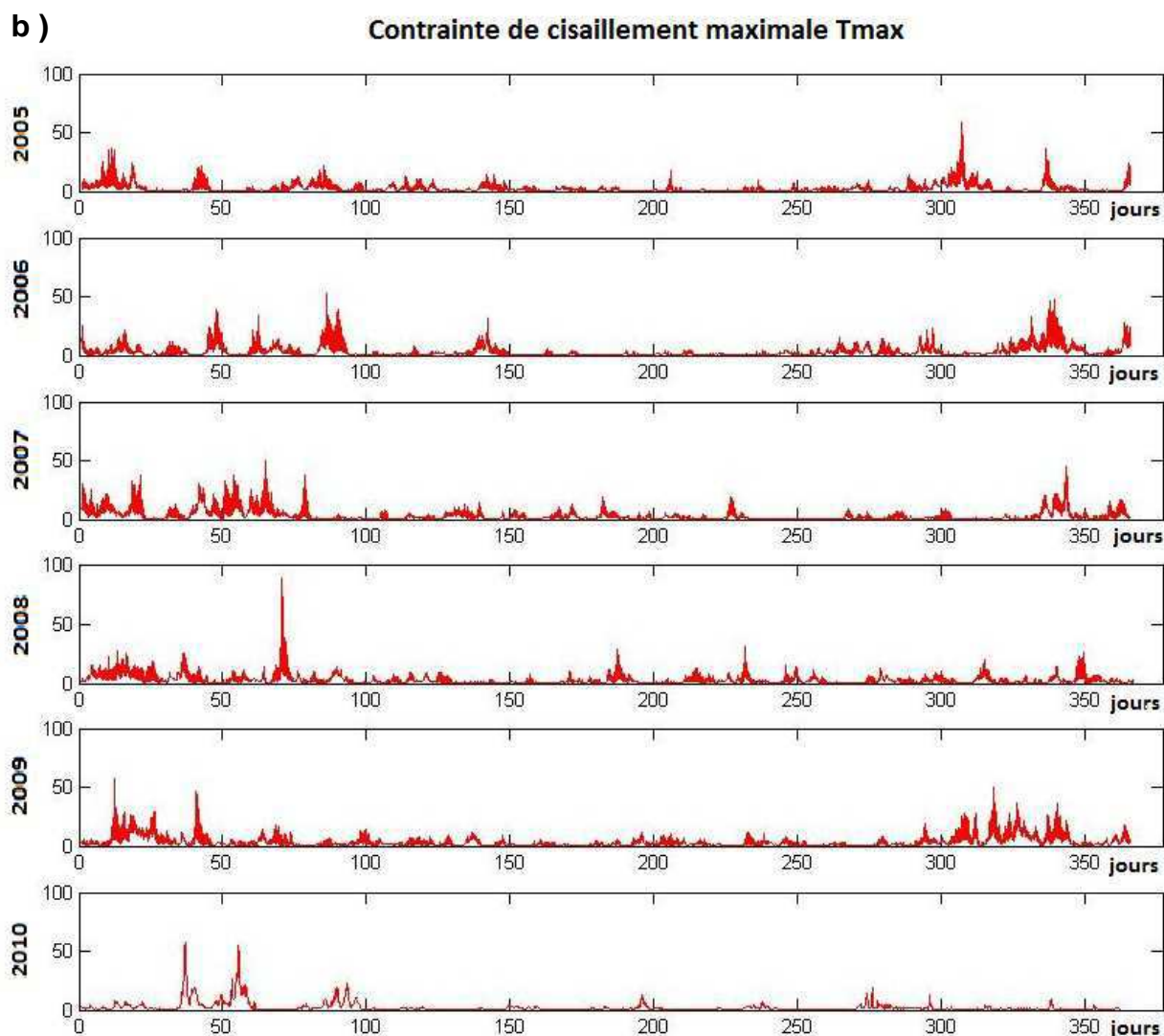


Figure IV.8: Evolution annuelle de la hauteur significative de houle H_s (a) et de la contrainte de cisaillement maximale T_{max} (b) de 2005 à 2010.

	Hs moyen	Hs maximum	Tw moyen	Tw maximum	Tc moyen	Tc maximum	Tmax moyen	Tmax maximum
2005	1,05	7,95	2,35	58,32	0,04	0,29	2,41	58,59
2006	1,25	6,99	2,96	51,61	0,04	0,29	3,02	51,86
2007	1,24	8,47	2,98	50,17	0,04	0,30	3,04	50,27
2008	1,23	9,51	2,79	87,76	0,04	0,32	2,84	88,12
2009	1,37	7,73	3,27	57,19	0,04	0,29	3,34	57,41
2010	0,91	8,27	2,20	56,88	0,04	0,29	2,26	56,88

Tableau IV.1 : Valeurs annuelles moyennes et maximales de la hauteur significative de houle (H_s), de la contrainte de cisaillement due aux vagues (Tw), de la contrainte de cisaillement due aux courants (Tc) et de la contrainte de cisaillement due à l'action combinée vagues-courant (T_{max}).

IV.2- Analyse statistique descriptive de la variabilité morpho-sédimentaire

Les effets d'une éventuelle dérive littorale étant supposés négligeables à Porsmilin (de par ses faibles dimensions et sa situation enserrée entre des falaises), le suivi topographique de la plage selon une dimension transversale, depuis le haut de la plage (tête de profil) jusqu'à la ligne de rivage constitue une bonne approximation au premier ordre de son évolution morphologique.

L'acquisition de profils topographiques au tachéomètre ou au DGPS (cf. II.1-c) étant relativement rapide, elle permet donc d'effectuer des mesures (bi-mensuelles à mensuelles - cf. IV.1-b). Ainsi, 141 profils ont été acquis entre 2003 et 2010 (Fig. IV.9). A partir de cet échantillon de données, nous allons donc pouvoir mener une analyse statistique de la variabilité morpho-sédimentaire de la plage selon la dimension transversale (ou *cross-shore*). Selon l'instrument utilisé, la mesure est soit relative avec un point d'ancrage à la tête de profil (au tachéomètre), soit absolue (au DGPS). Pour une plus grande lisibilité, nous considérerons des levés par rapport à la tête de profil.

La Figure IV.10 présente le profil moyen (ou "profil type") de la plage, ainsi que les enveloppes minimale et maximale de la série de profils qui reflètent la forte variabilité morphologique de l'estran (localement de 1 à 2,2 m). Sur le bas de plage, l'enveloppe minimale correspond au niveau d'affleurement du platier de tourbes holocènes. Du profil moyen nous pouvons extraire la pente de la plage (par rapport à l'horizontale) : $\tan \beta = 0,05$ ($\sim 3^\circ$). La distribution spatiale de l'écart type le long du profil montre une variabilité accrue entre 25 et 70 m. Ces valeurs confirment ce qui avait pu être observé lors d'une étude précédente (avec 75 profils) entre 2003 et 2005 (Dehouck, 2006).

En considérant la pente moyenne de la plage et les paramètres hydrodynamiques fournis par Prévimer (Ardhuin et Magne, 2010 ; Magne *et al.*, 2010), on obtient en moyenne pour les paramètres adimensionnels Ω et ξ (cf. I.1-c/3 - Eq. I.1 et I.3) : $\Omega = 1,4$ et $\xi = 0,74$. La plage est donc essentiellement soumise à un déferlement plongeant. Toutefois il ne s'agit là que d'une approximation, un calcul rigoureux inclurait la pente de la zone de déferlement à chaque instant de calcul.

Les variations saisonnières des conditions hydrodynamiques incitent à distinguer un profil moyen en conditions estivales et en conditions hivernales. La Figure IV.11 met en évidence les changements morphologiques induits par ces différents régimes hydrodynamiques. On remarque notamment que la forte variabilité du profil entre 25 et 70 m s'explique principalement par la présence d'une berme (structure d'accrétion longitudinale) pendant le printemps et l'été sur les niveaux de pleine mer de vives-eaux. Elle entraîne une réflectivité accrue du haut de plage (pente $\tan \beta$ de 0,07 à 0,08) suivie d'une rupture de pente délimitant une terrasse dissipante sur la basse plage ($\tan \beta$ de 0,02). A l'inverse, en hiver, la plage subit un démaigrissement et le profil est globalement homogène.

Une telle étude serait plus exhaustive si elle était menée non pas à partir de profils 2D mais de MNT 3D. Cependant, l'acquisition (initiée en 2006) et le traitement de données pour la réalisation de MNT étant beaucoup plus longs, nous ne disposons pas encore d'un échantillon suffisant pour être représentatif.

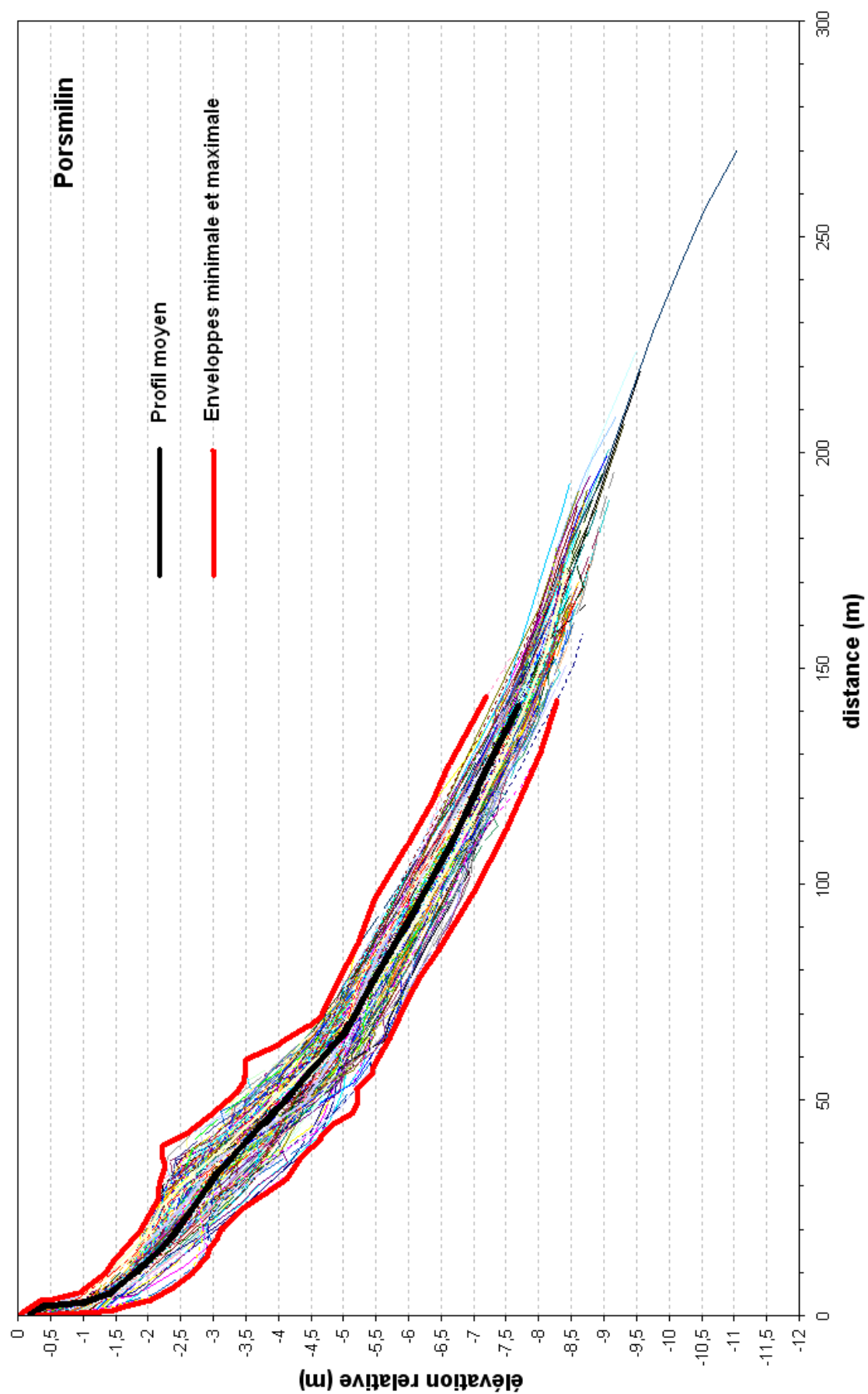


Figure IV.9 : Profils transversaux (dans un repère relatif lié à la tête de profil) acquis au tachéomètre ou au DGPS entre 2003 et 2010, profil moyen et enveloppe des niveaux maximums et minimums atteints.

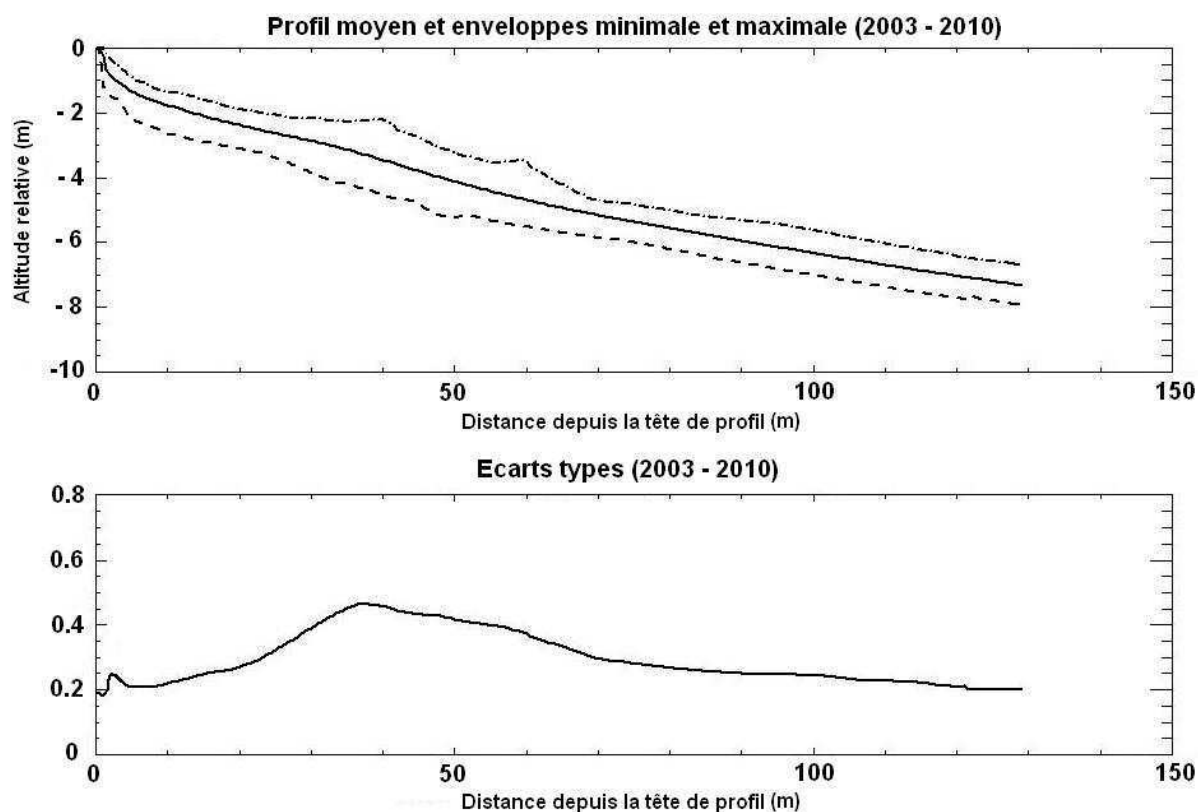


Figure IV.10 : Profils moyens, écart type et enveloppes minimale et maximale calculés sur 141 profils acquis au DGPS ou tachéomètre entre 2003 et 2010, transversalement à la plage.

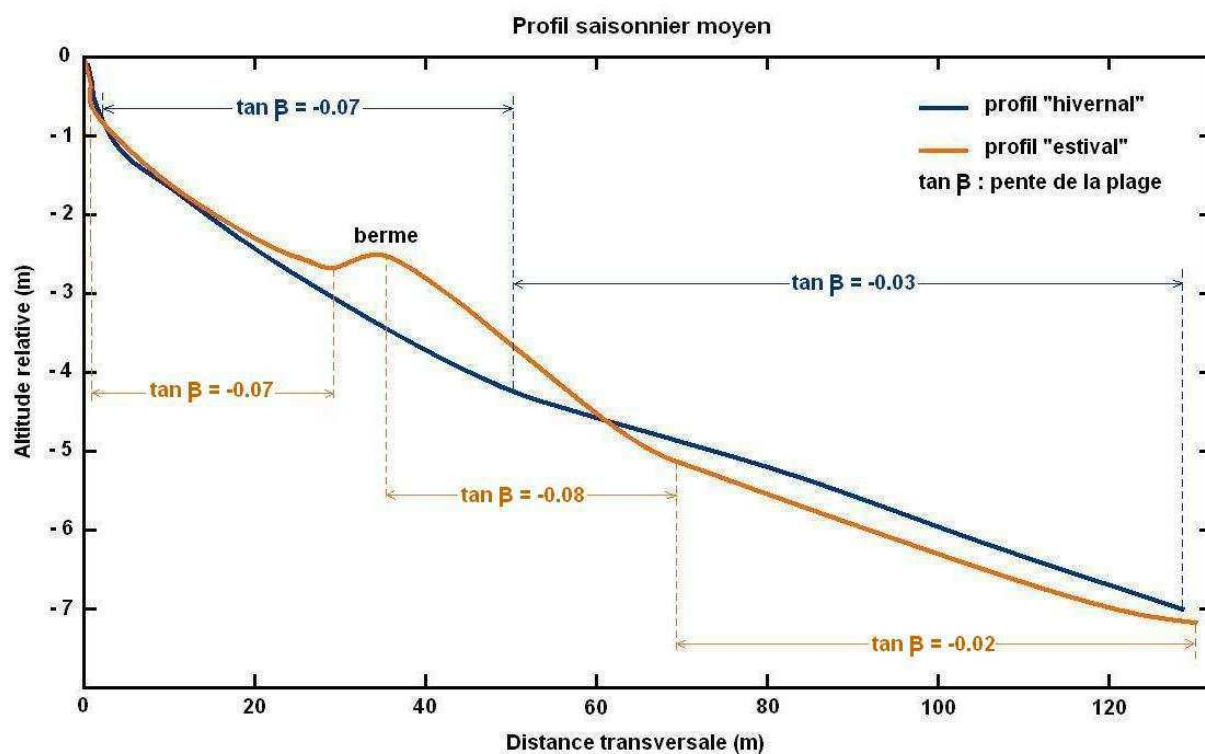


Figure IV.11 : Profils saisonniers moyens. Le profil hivernal est une moyenne de 25 profils acquis depuis 2003 durant les mois de Décembre, Janvier et Février. Le profil estival correspond à une moyenne de 18 profils acquis depuis 2003 durant les mois de Juin, Juillet et Août.

IV.3- Analyse volumétrique de la variabilité morpho-sédimentaire

Si l'analyse statistique permet, à partir d'un important jeu de données, de dégager une tendance générale d'évolution topographique de la plage, l'analyse volumétrique permet quant à elle de quantifier les transferts de matière entre deux dates ou de s'intéresser à un comportement erratique ou à des variations morphologiques plus localisées. A partir de MNT différentiels, nous avons établi des bilans volumétriques. Mais une telle analyse suppose de disposer de données 3D dont l'acquisition et le traitement sont plus longs que ceux de simples profils transversaux. Leur fréquence d'acquisition (de l'ordre de 2 à 5 fois par an) est donc, sur le long terme, moins soutenue que celle des profils. En revanche, un jeu de données 3D contient une information plus exhaustive puisque tenant compte des variations topographiques selon toutes les directions. Ponctuellement, un suivi avec une fréquence journalière est réalisable.

Notre analyse sera donc menée à deux échelles de temps :

- une analyse à moyen terme, de l'échelle mensuelle à annuelle, orientée principalement vers une étude globale,
- une analyse à l'échelle journalière, ciblée essentiellement sur le suivi de structures très locales ou évoluant rapidement.

IV.3-a/ Suivi à moyen terme, de l'échelle mensuelle à annuelle

IV.3- a/ 1. Suivi de l'ensemble de la cellule sédimentaire

Ce suivi a été réalisé via l'étude de MNT différentiels construits par soustraction de deux MNT haute résolution représentant la topographie à deux dates différentes. Cette méthode permet de localiser et de quantifier les zones d'engraissement (valeurs positives) et de démaigrissement (valeurs négatives) de la plage durant cette période. Les hautes résolutions et précisions spatiales des données permettent de limiter la propagation d'erreurs (Heritage, 2009), mais les dates des deux MNT mis en jeu ont donc une influence significative sur le résultat. En effet, chaque structure, même ponctuelle (tant en termes d'espace que de temps) est prise en compte dans le différentiel.

Nous nous sommes efforcé de suivre la cellule sédimentaire dans son ensemble. En effet, une cellule est considérée comme l'échelle élémentaire à étudier pour comprendre les transferts de matières (cf. II.5) puisque son bilan sédimentaire est supposé quasiment nul et que la majorité des échanges ont lieu au sein même de cette cellule. Néanmoins, en pratique, ce suivi est difficile à mettre en oeuvre puisqu'il implique une acquisition quasi-simultanée (à quelques cycles de marée près) de données terrestres et marines. Aussi, nous ne disposons que de quatre MNT différentiels couplant bathymétrie et topographie (Fig. IV.12).

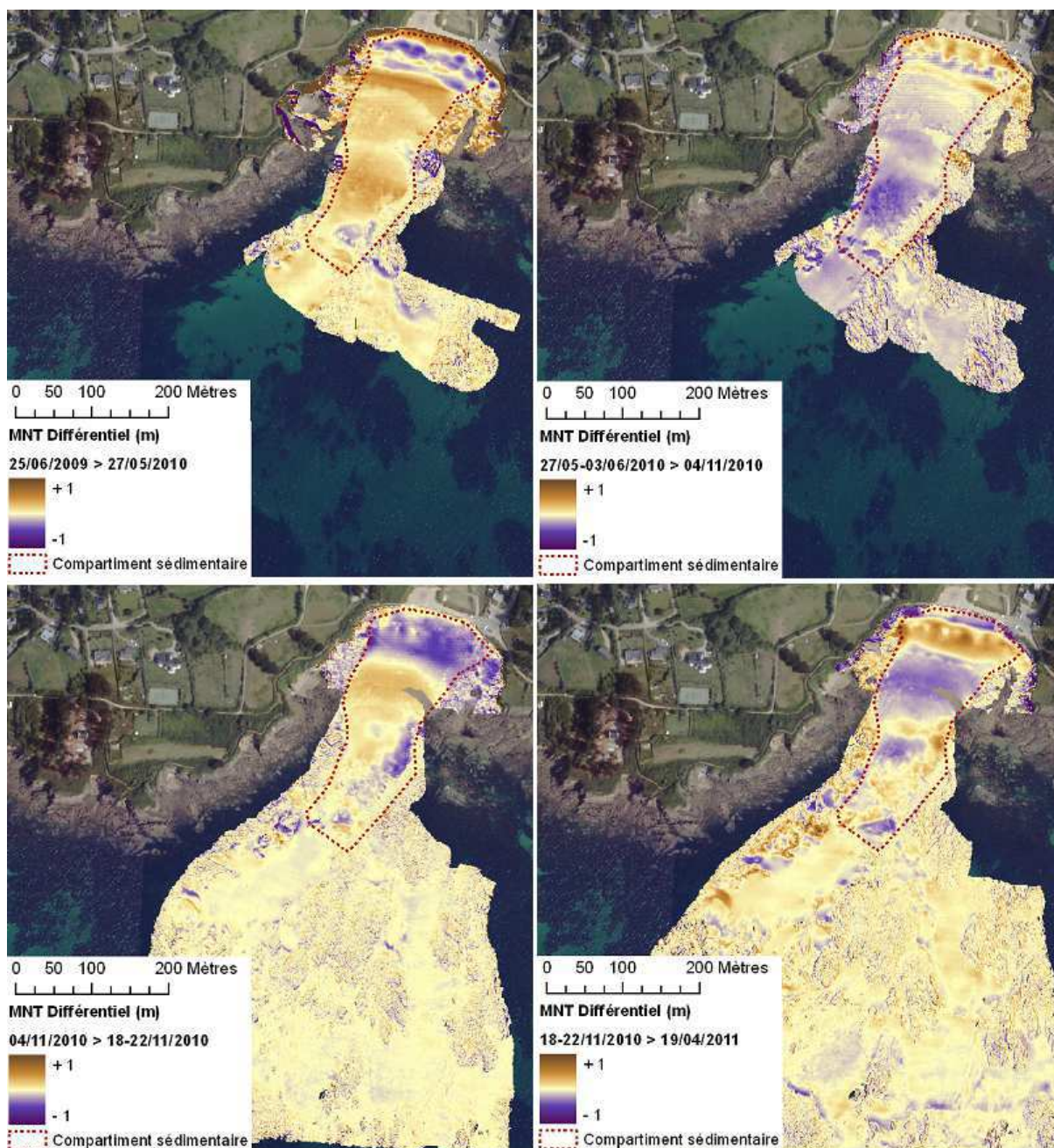


Figure IV.12 : MNT différentiels générés à partir de données bathymétriques et topographiques acquises quasi-simultanément, respectivement au SMF et au TLS.

A partir de ces différents jeux de données, on peut identifier le périmètre dans lequel se déroule la majeure partie des transferts de matière et donc délimiter la cellule sédimentaire dont fait partie la plage de Porsmilin (Fig. IV.12). La limite la plus au large de cette cellule est située entre - 5,5 et - 6,4 m de fond (par rapport au niveau de référence IGN69).

La profondeur de fermeture, définie comme la limite en-deçà de laquelle ont lieu les transferts sédimentaires cross-shore significatifs, peut être calculée grâce à la formule d'Hallermeier (1981) :

$$h_c = 2.28 H_{sx} - 68.5 \frac{H_{sx}^2}{g T_{sx}^2} \quad \text{Eq. IV.1}$$

avec : h_c : profondeur de fermeture (m)

H_{sx} : hauteur des vagues de tempêtes n'étant pas dépassée plus de 12h par an (m)

T_{sx} : périodes des vagues de tempêtes (s)

g : accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m/s}^2$)

Pour l'année 2010 (durant laquelle est réalisée la plupart de nos MNT différentiels sur la cellule sédimentaire), on extrait de nos fichiers de conditions hydrodynamiques :

$$H_{sx} = 4,2 \text{ m}$$

$$T_{sx} = 15,2 \text{ s}$$

On obtient donc une profondeur de fermeture de $h_c \sim 9 \text{ m}$. Or, considérant l'écart de 3,44 m entre le zéro hydrographique et le zéro IGN69, cela équivaut à $h_c \sim 5,6 \text{ m}$ (par rapport au niveau de référence IGN69). La profondeur maximale de la cellule sédimentaire est donc en accord avec la valeur de la profondeur de fermeture.

Les bilans sédimentaires sur le compartiment sont les suivant :

$$- 25/06/2009 \Rightarrow 27/05-03/06/2010 : + 4093 \text{ m}^3$$

$$- 27/05-03/06/2010 \Rightarrow 04/11/2010 : - 3065 \text{ m}^3$$

$$- 04/11/2010 \Rightarrow 18-22/11/2010 : - 1963 \text{ m}^3$$

$$- 18/11/2010 \Rightarrow 19/04/2011 : - 831 \text{ m}^3$$

Le stock sédimentaire a tendance à décroître. Toutefois ces valeurs sont discutables car, étant donnée la superficie de la cellule (33000 m^2), la marge d'erreur sur le bilan volumique est de l'ordre de $\pm 3300 \text{ m}^3$ (cf.III.4).

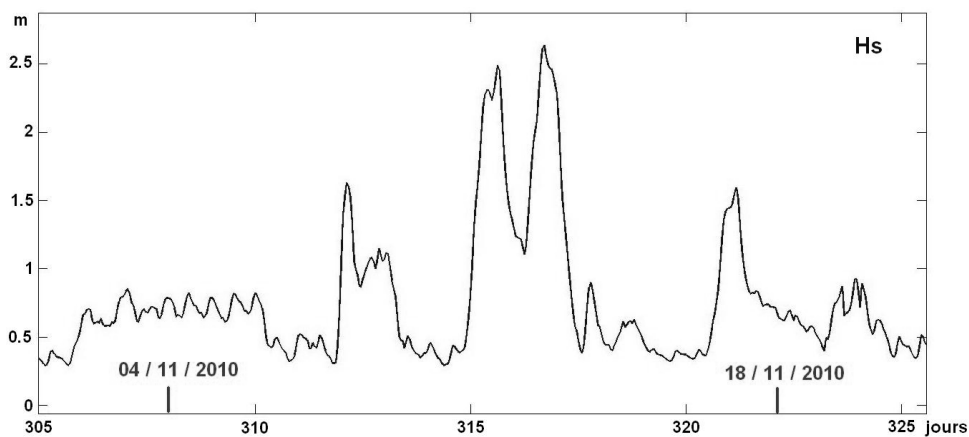


Figure IV.13 : Evolution temporelle de la hauteur significative des vagues H_s en Novembre 2010 (modélisation WaveWatch3).

La probable augmentation du stock sédimentaire entre 2009 et 2010 pourrait être liée aux conditions hydrodynamiques exceptionnellement calmes en 2010 (Tableau IV.1). La possible diminution de ce stock entre Juin et Novembre 2010 serait due au passage de conditions estivales à des conditions hivernales (quoique modérément agitées : en moyenne $H_s \sim 0,76 \text{ m}$ - Fig. IV.7). Entre le 4 et le 18 Novembre, un épisode de conditions hydrodynamiques plus énergétiques (au total, 4 jours où $H_s > 1 \text{ m}$ et atteignant ponctuellement 2,5 m - Fig. IV.13) a entraîné un net démaigrissement

du haut de plage au profit de l'avant-plage et de la zone sub-tidale. La réapparition de conditions estivales au printemps 2011 se traduit par un ré-engraissement du haut de plage au détriment du bas de plage.

IV.3- a/ 2. Suivi des zones inter-tidales et supra-tidales

Dans ce chapitre nous présenterons chronologiquement les MNT différentiels les plus caractéristiques. Les MNT utilisés pour le calcul de ces différentiels ont été générés à partir de données acquises au TLS selon la procédure détaillée au chapitre II.3.

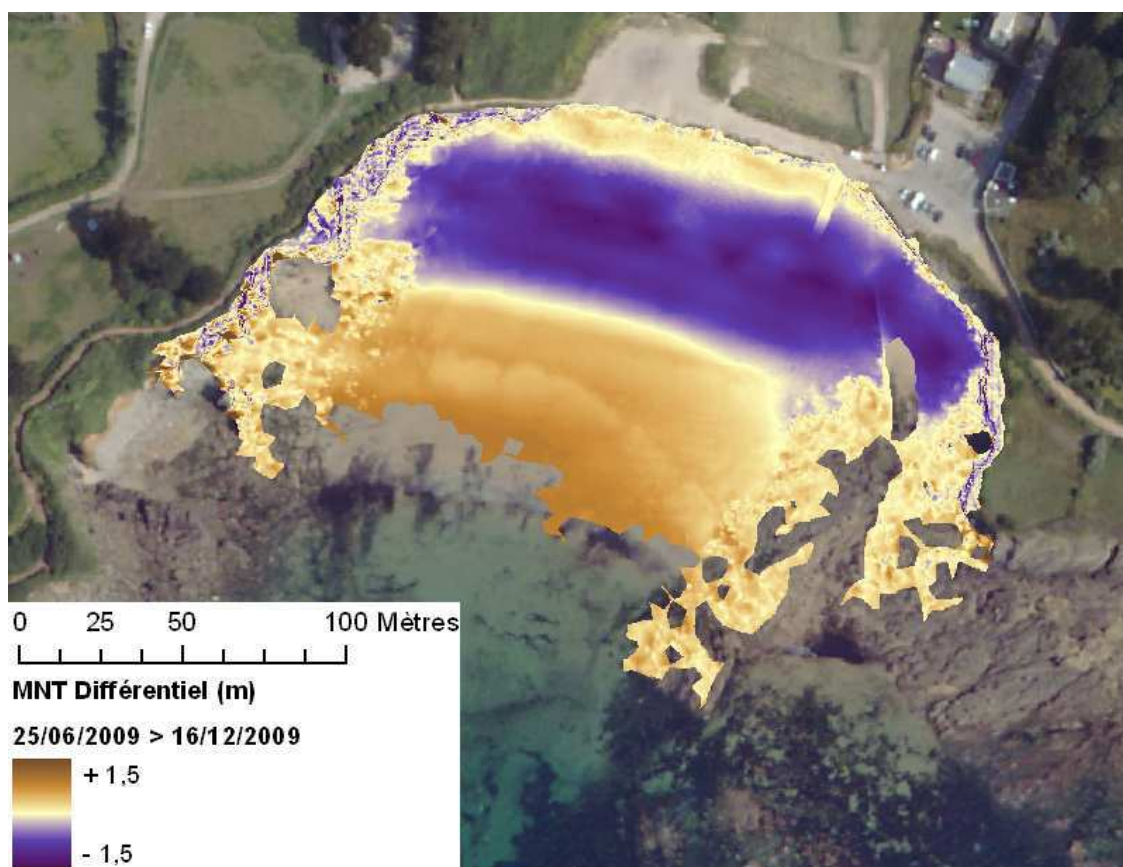


Figure IV.14 : MNT différentiel représentant l'évolution du stock sédimentaire entre le 25/06/2009 et le 16/12/2009.

La Figure IV.14 décrit l'évolution du stock sédimentaire entre le 25 Juin 2009 et le 12 Décembre 2009. L'érosion massive du haut de plage (localement, jusqu'à 1,5 m) et l'engraissement du bas de plage traduisent une atténuation de la pente du profil, typique du passage de conditions estivales à des conditions hivernales avec des processus hydrodynamiques plus énergétiques.

Inversement, entre le 15 Avril 2010 et le 03 Juin 2010 (Fig. IV.15), les sédiments sont majoritairement transférés du bas de plage vers le haut de plage sous l'action des houles de beau temps. Ces houles participent durant les mois de Juin et Juillet à l'édification d'une berme de près de 1 m (Fig. IV.16 et IV.17). La mise en place de ce type de structures est largement contrôlée par le niveau maximum atteint par les sédiments transportés par le jet de rive (Masselink et Hughes, 2003).

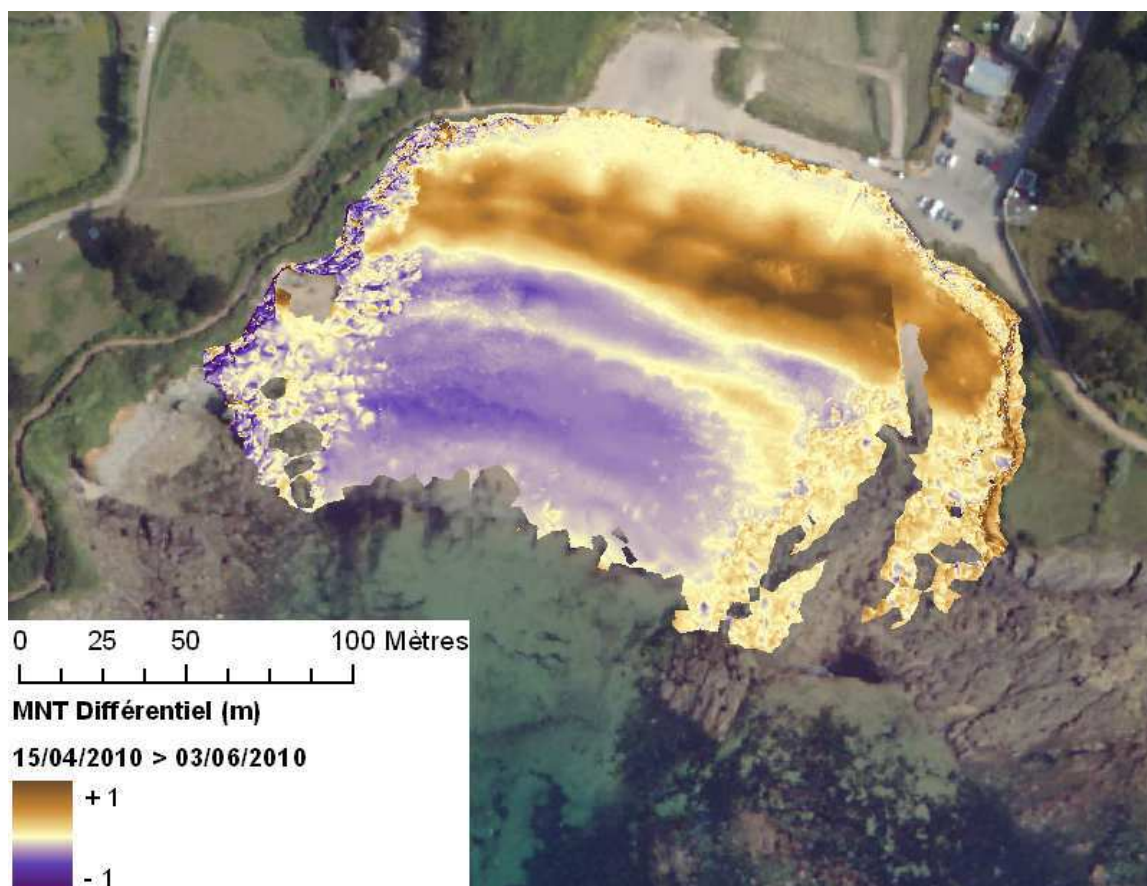


Figure IV.15 : MNT différentiel représentant l'évolution du stock sédimentaire entre le 15/04/2010 et le 03/06/2010.

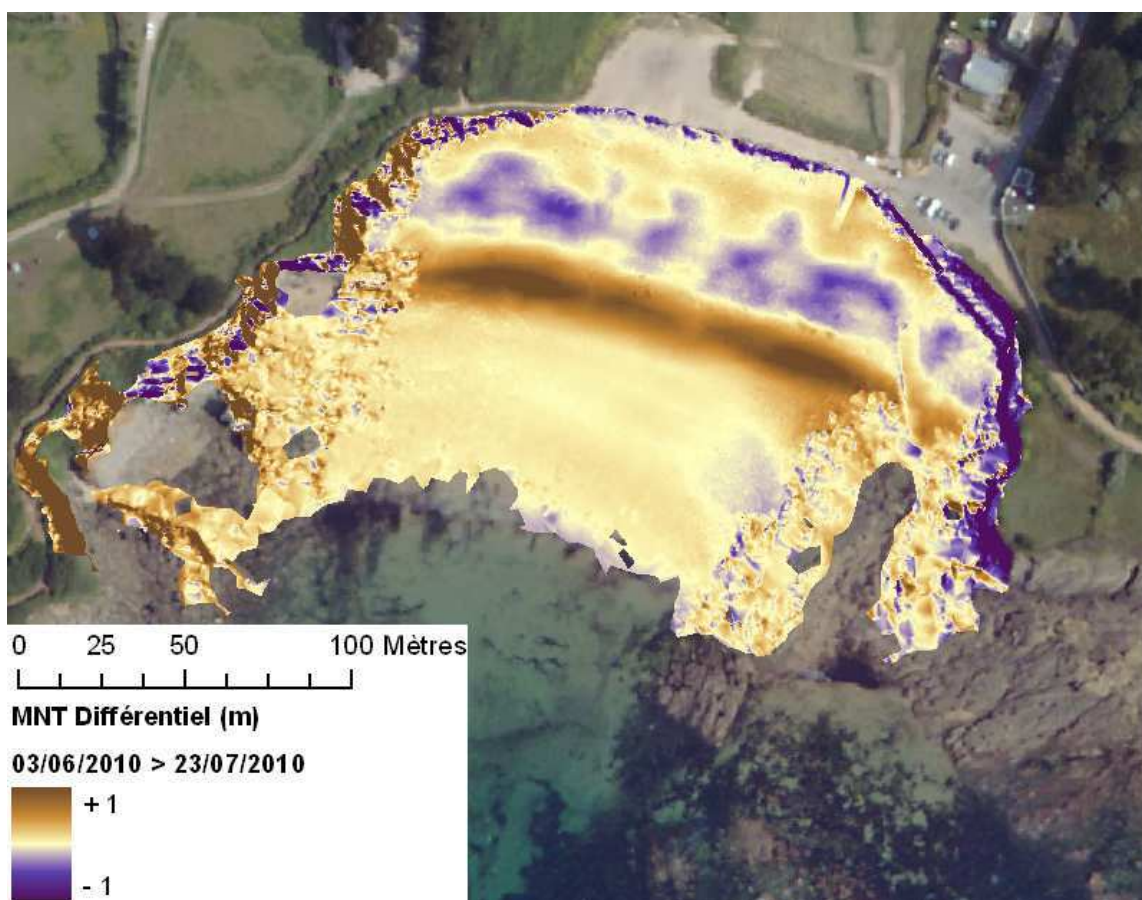


Figure IV.16 : MNT différentiel représentant l'évolution du stock sédimentaire entre le 03/06/2010 et le 23/07/2010.

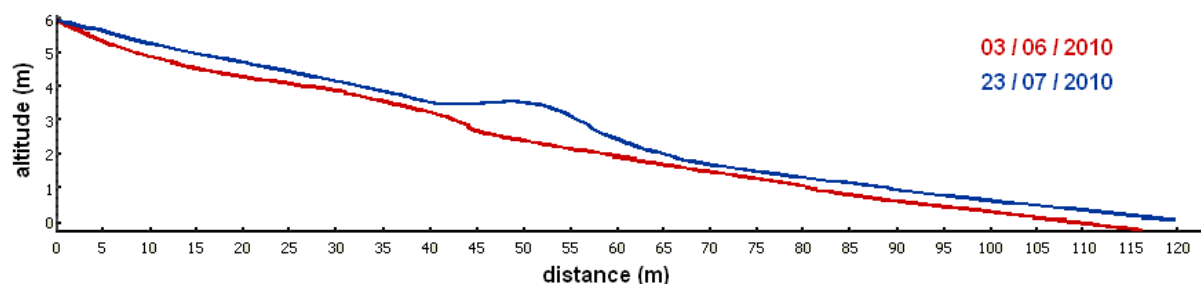


Figure IV.17 : Comparaison de profils transversaux extraits des MNT du 03/06/2010 et du 23/07/2010.

En 1982, Takeda et Sunamura proposèrent une formule empirique permettant de prédire la hauteur de la berme :

$$Z_{\text{berme}} = 0.125 H_b^{5/8} - 68.5 (g T^2)^{3/8} \quad \text{Eq. IV.2}$$

avec : Z_{berme} : hauteur de la berme (m)

H_b : hauteur de houle au déferlement (m)

T : périodes de houle (s)

g : accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m/s}^2$)

En supposant $H_b \sim H_s$, on a sur la période d'étude :

$$H_s \sim 0,4 \text{ m}$$

$$T \sim 10,2 \text{ s}$$

d'où une hauteur prédite de berme de 0,9 m, valeur parfaitement en accord avec la hauteur mesurée sur le différentiel (Fig. IV.16).

Le MNT différentiel entre le 4 Novembre 2010 et le 24 Mars 2011 montre que les conditions hivernales ont été prédominantes durant cette période comme en témoigne le démaigrissement du haut de plage au profit de l'avant-plage (Fig. IV.18). Néanmoins, la structure longitudinale d'accrétion, très localisée sur le haut de plage, peut être interprétée comme étant l'initiation d'une berme. Ce léger engraissement suggère un retour récent de conditions estivales.

Nous ne disposons malheureusement pas des sorties numériques des modèles WaveWatchIII pour l'année 2011. Toutefois, nous avons effectué un relevé journalier des hauteurs de houle à Porsmilin à partir des informations fournies par le site Prévimer (Fig. IV.19). Nonobstant l'allongement du pas d'échantillonnage temporel (de 1h pour les données des fichiers NetCDF à 1 jour), ces données sont tout de même révélatrices de la tendance globale d'évolution des conditions hydrodynamiques. On remarque entre autre que ces conditions sont particulièrement calmes avant le 24 Mars, d'où le possible ré-engraissement du haut de plage constaté sur le MNT différentiel (Fig. IV.18).

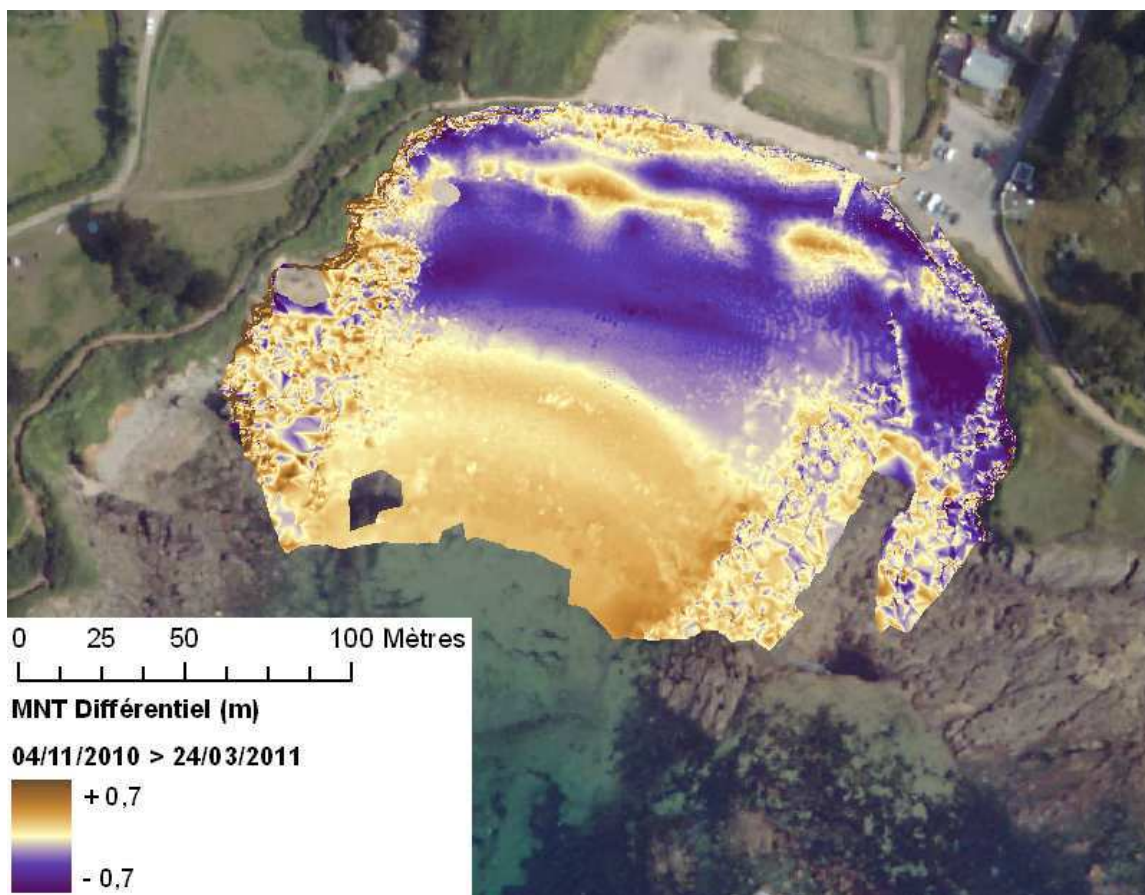


Figure IV.18 : MNT différentiel représentant l'évolution du stock sédimentaire entre le 04/11/2010 et le 24/03/2011.

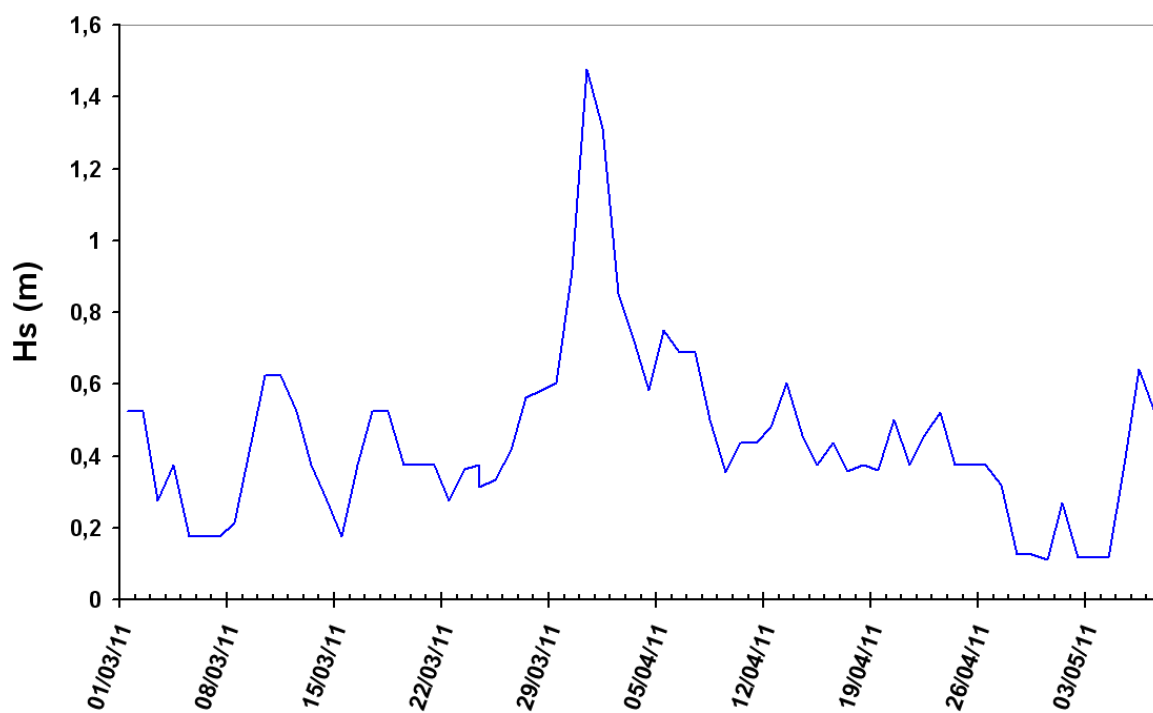


Figure IV.19 : Evolution temporelle de la hauteur significative des vagues Hs de Mars à Mai 2011 (moyenne journalière calculée à partir des valeurs fournies sur le site PREVIMER®).

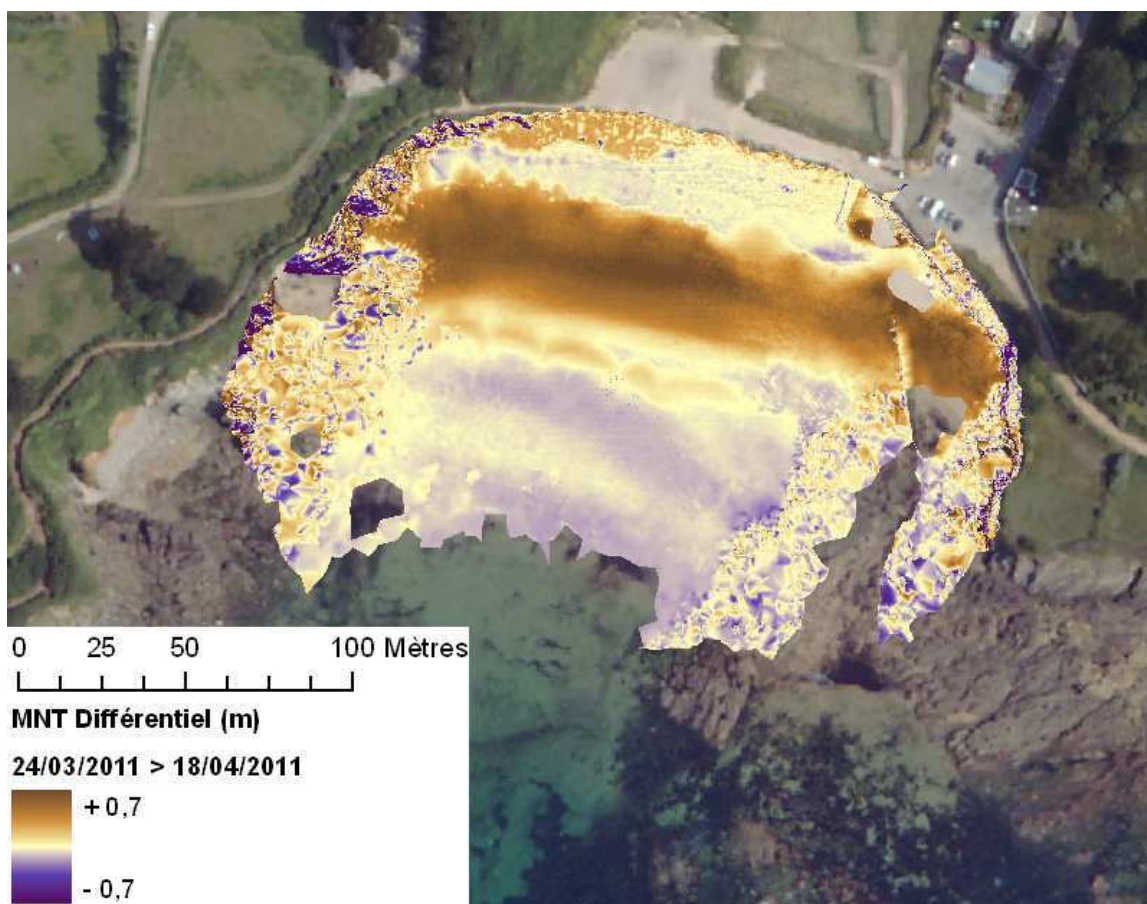


Figure IV.20 : MNT différentiel représentant l'évolution du stock sédimentaire entre le 24/03/2011 et 18/04/2011.

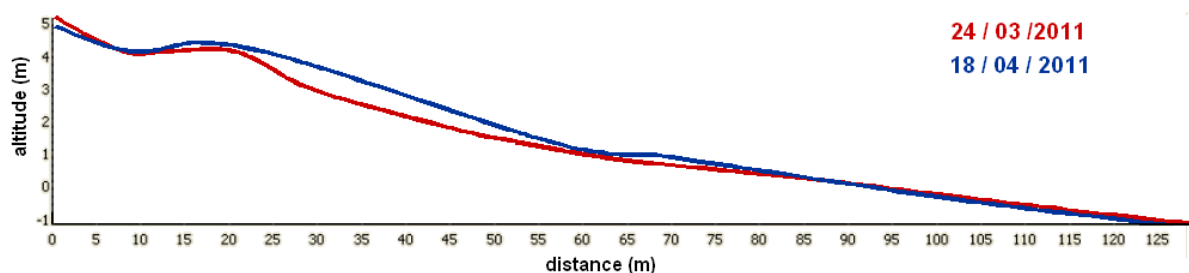


Figure IV.21 : Comparaison de profils transversaux extraits des MNT du 03/06/2010 et du 23/07/2010.

Entre le 24 Mars 2011 et le 18 Avril 2011 (Fig. IV.20), le retour aux conditions estivales semble se confirmer : l'engraissement du haut de plage se poursuit au dépens de l'avant-plage. Une large berme se forme, essentiellement par progradation de la structure présente auparavant. Ce type de construction peut être lié aux coefficients de marée (supérieurs à 110 entre le 19/03 et le 22/03 et ne dépassant pas 87 entre le 24/03 et le 16/04) qui ne permettent pas aux sédiments de se déposer en sommet de berme.

Avec, pendant cette période, des valeurs moyennes de $H_s = 0,58$ m et $T = 12,6$ s, la formule de Takeda et Sunamura (1982 - Eq. IV.2) prédit une hauteur de berme de $Z_{\text{berme}} = 1,4$ m. Or la valeur mesurée sur le MNT différentiel est de l'ordre de 70 cm. Cet écart entre valeur prédite et valeur observée peut être dû au fait que la formule empirique ne soit applicable qu'aux formations par

aggradation et non par progradation. Une autre hypothèse envisageable est d'imputer cet écart à la période relativement longue entre les deux levés successifs alors que les conditions hydrodynamiques n'étaient pas stables (Fig. IV.19). En effet, on peut supposer que durant le pic d'agitation entre le 28 Mars et le 8 Avril, les houles (prises en compte dans les moyennes de H_s et T) n'ont pas contribué à la construction de la berme et ont peut-être même érodé la plage. D'ailleurs, si on ne considère que la période du 9 au 18 Avril, les valeurs moyennes de H_s et T sont respectivement 0,43 m et 12,8 s. On aboutit alors à une hauteur de berme prédite de 1,1 m, le problème étant alors qu'il manque une information concernant l'état initial de la plage au 9 Avril.

Cet exemple souligne l'importance du choix des dates d'acquisition quant à la pertinence des informations que l'on pourra extraire des données.

IV.3-b/ Suivi à l'échelle journalière

L'acquisition de données à une fréquence mensuelle à semestrielle témoigne de l'évolution globale saisonnière de la plage. En revanche, un certain nombre de structures morphologiques plus locales ou d'évolution rapide, visibles sur certains MNT (berme, chenaux d'exfiltration, croissants de plage, falaise de marée...) sont difficilement analysables avec de telles données.

Afin d'évaluer la faisabilité d'un suivi de ces structures avec nos méthodes d'acquisition et de traitement, une campagne de trois jours de levés quotidiens au TLS a été organisée. Cette campagne a été programmée lors des marées de vives-eaux, du 18 au 20 Avril 2011. Deux types de structures morphologiques, présentes à Porsmilin de manière récurrente, étaient observables durant ces trois jours :

- des chenaux d'exfiltration en bas de plage
- un système de croissants de plage au niveau de la zone de déferlement.

IV.3- b/ 1. Activité des chenaux d'exfiltration

La marée basse découvre sur le bas de plage un réseau de chenaux d'exfiltration de la nappe phréatique (Dehouck, 2006). Une nappe phréatique de plage est un aquifère ouvert, peu profond et présentant une frontière "terrestre" et une frontière "côtière" (Bakhtyar *et al.*, 2011). Selon le niveau relatif de cette nappe par rapport au niveau marin, il peut se produire un remplissage ou une résurgence.

Or les processus d'infiltration et d'exfiltration jouent un rôle déterminant dans l'intensification ou la réduction des courants dans la zone de jet de rive. En effet, sur le sable sec, l'eau du jet de rive a tendance à s'infiltrer dans la plage, exerçant une force stabilisatrice sur les particules. Cette percolation du jet de rive a pour effet de diminuer la durée et la vitesse de la nappe de retrait (Masselink et Li, 2001). Cette asymétrie entre jet de rive et nappe de retrait favorise donc un dépôt de sédiments et par conséquent une accentuation de la pente du profil de plage. A l'inverse, sur le sable humide, l'eau du jet de rive ne s'infiltré pas, le retrait est donc plus efficace et transporte le sable vers

le large, aplatissant ainsi le profil (Fig. IV.22). A cela, s'ajoutent les phénomènes d'exfiltration qui augmentent l'énergie potentielle d'entraînement des sédiments et tendent à déstabiliser la plage (Bakhtyar *et al.*, 2011). En revanche, si le débit des exfiltrations est suffisamment fort, le jet de rive peut s'en trouver inhibé et le dépôt sédimentaire a lieu au niveau de l'avant-plage (Lee *et al.*, 2007).

Durant le jusant, l'estran s'égoutte et s'assèche progressivement, du haut vers le bas. La partie de la plage située sous le niveau d'exfiltration de la nappe phréatique reste toujours humide et a donc un profil moins pentu que le haut de plage (Fig. IV.22). Les phénomènes d'infiltration et d'exfiltration influencent donc la position et la forme de la berme. Plus le niveau de la nappe phréatique sera bas, plus la portion de profil ayant tendance à se raidir sera grande (Li *et al.*, 2001).

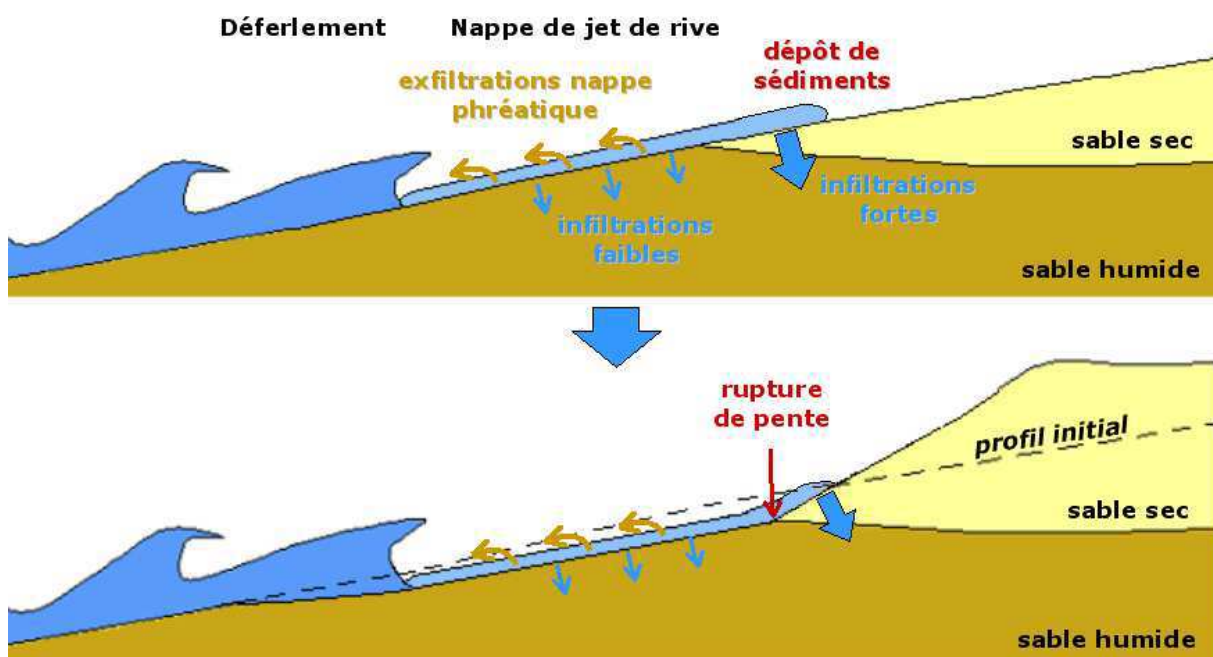


Figure IV.22 : Influence des phénomènes d'infiltration et d'exfiltration sur le profil de plage.

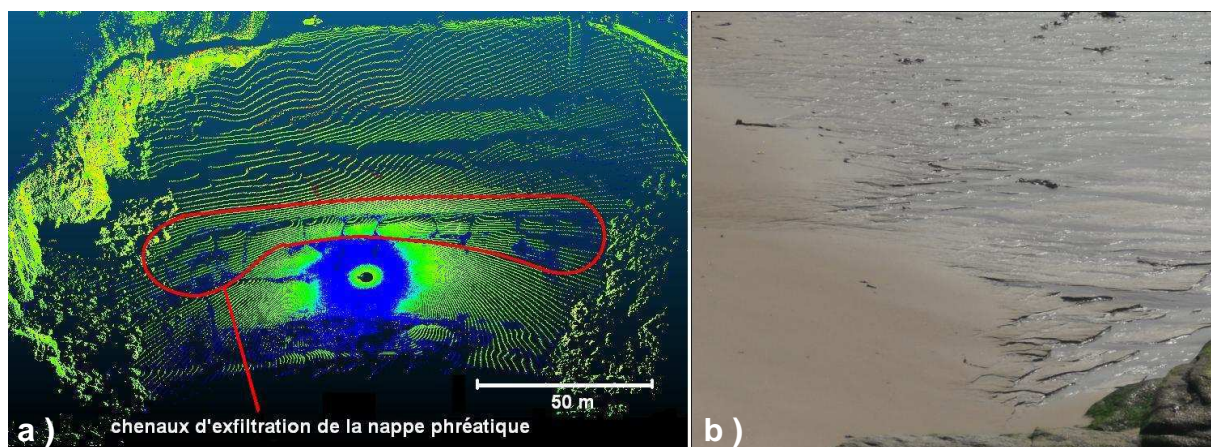


Figure IV.23 : Différentes formes de chenaux d'exfiltration à Porsmilin imagés (a) sur un nuage de points TLS (03/06/2010) et (b) sur une photographie (20/03/2011).

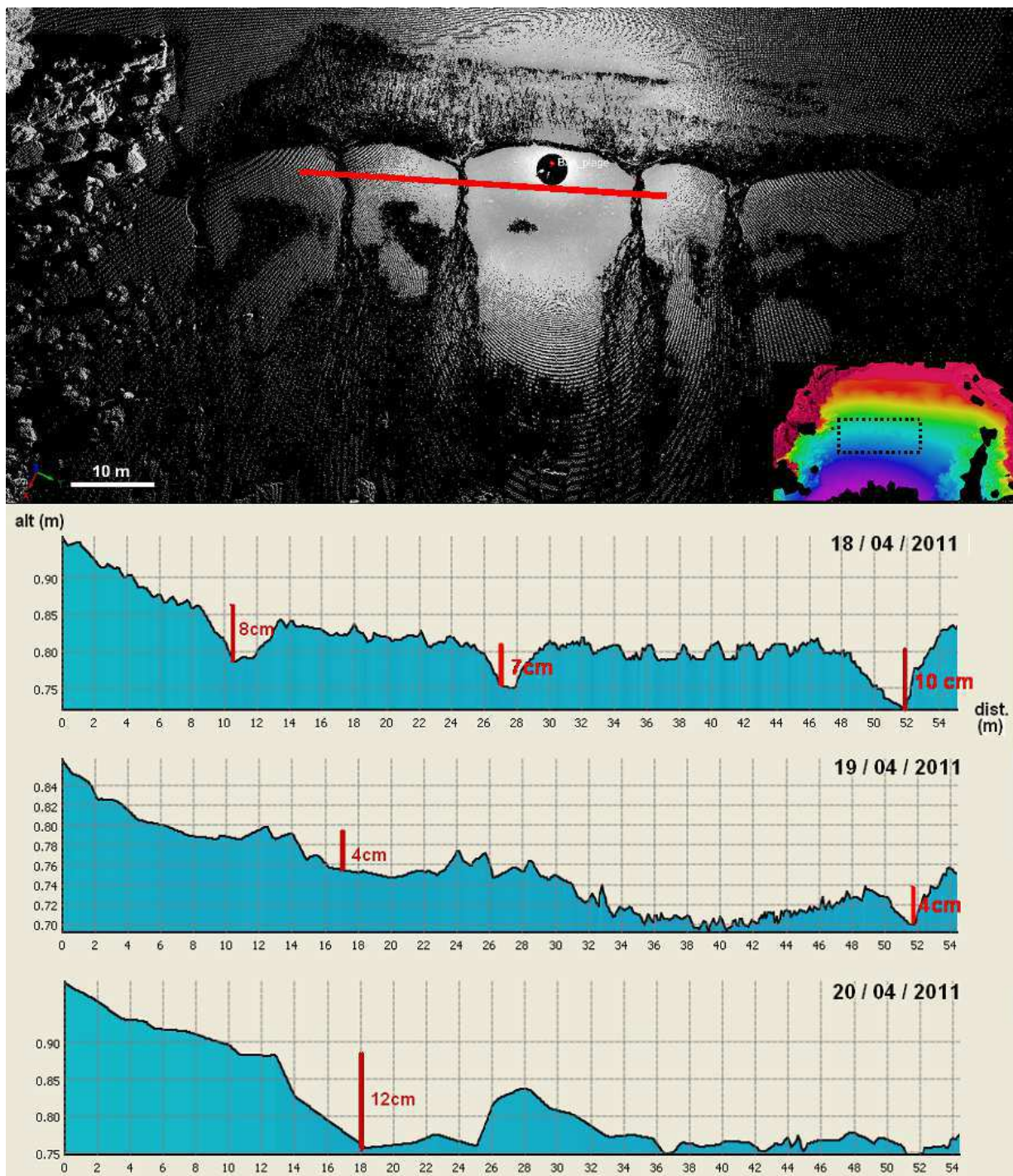


Figure IV.24 : Suivi d'un système de chenaux d'exfiltration à Porsmilin du 18 au 20 Avril 2011 à partir du nuage de points TLS et des MNT.

Sur nos levés, les chenaux d'exfiltration sont parfaitement repérables sur le nuage de points scanner où ils sont figurés par une absence de données (le faisceau laser étant absorbé par l'eau)(Fig. IV.23). Ces chenaux ont une morphologie évolutive, y compris à une courte échelle de temps comme le prouvent les levés des 18, 19 et 20 Avril 2011 (Fig. IV.24). Le réseau de chenaux se réorganise vraisemblablement à chaque cycle de marée. Néanmoins, on peut se demander si le passage d'un réseau très dense de chenaux fins à un réseau constitué de quelques gros chenaux est

associé à la variation d'un paramètre physique comme le niveau de la nappe phréatique, le débit d'exfiltration, la pente de la plage, le taux de saturation de l'avant-plage... Mais vérifier de telles hypothèses nécessiterait davantage de levés et de coupler les acquisitions morphologiques à des mesures hydrodynamiques dans la zone de jet de rive et à des mesures de l'évolution de la nappe phréatique.

IV.3- b/ 2. Evolution d'un système de croissants de plage

Les levés journaliers du 18, 19 et 20 Avril 2011 mettent en évidence un autre type de structure morphologique remarquable : des croissants de plage. Il s'agit de figures sédimentaires rythmiques, situées sur la partie supérieure de l'estran, à la limite entre zone inter-tidale et zone supra-tidale (Fig. IV.25 et IV.26). Ce type de structure est relativement courant à Porsmilin et avait déjà pu être observé sur les données du 25 Juin 2009, du 15 Avril 2010, du 3 Juin 2010 et du 4 Novembre 2010.

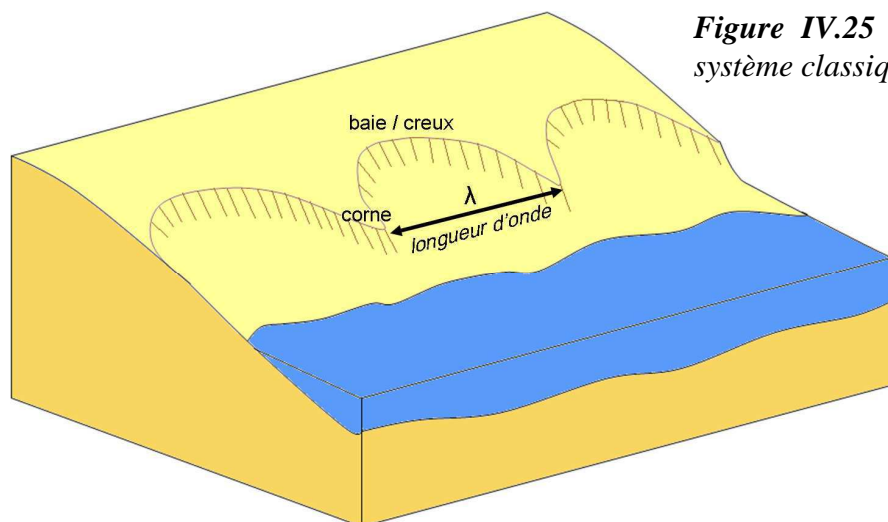


Figure IV.25 : Schéma simplifié d'un système classique de croissants de plage.

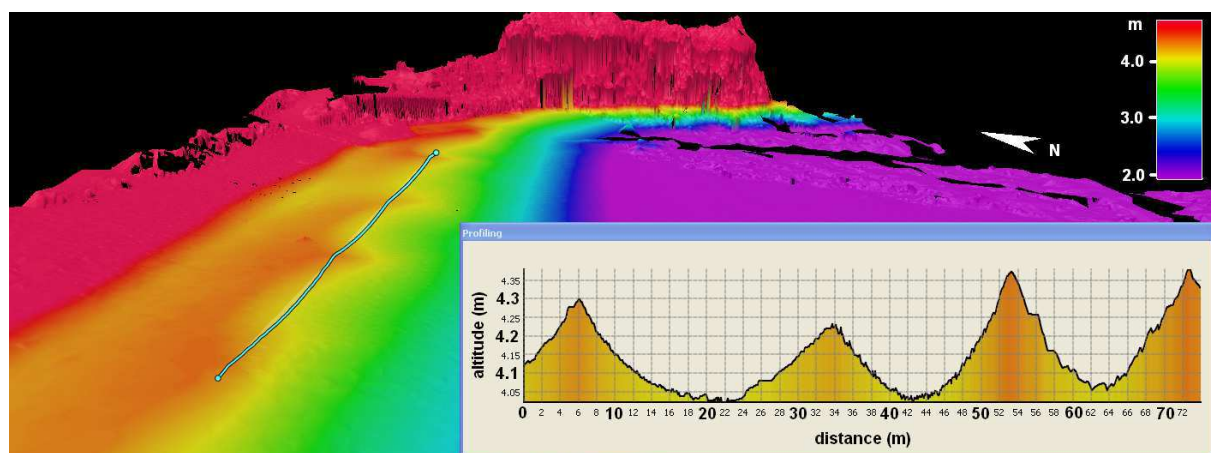


Figure IV.26 : Système de croissants de plage en haut d'estran à Porsmilin (19/04/2011).

Les croissants de plage peuvent résulter soit de structures d'accumulation, soit de l'érosion d'une berme (Monfort *et al.*, 2000). Cependant, les forçages hydrodynamiques à l'origine de leur formation sont encore très discutés. Deux théories principales se dégagent pour expliquer les processus d'initiation des croissants :

- la théorie "d'auto-organisation", selon laquelle la formation des croissants résulterait de l'interaction entre une topographie initiale irrégulière et les écoulements dans la zone de jet de rive (Werner et Fink, 1993 ; Masselink et Pattiaratchi, 1998).

- la théorie d'une onde de bord stationnaire (issue de la superposition des ondes incidentes et des ondes réfléchies) dont l'oscillation dans la zone de déferlement induirait cette forme rythmique de la topographie (Bowen et Inman, 1969 ; Guza et Inman, 1975 ; Ciriano *et al.* , 2005). Les nœuds de vibration de l'onde stationnaire coïncideraient alors avec les cornes des croissants, tandis que les ventres (amplitude maximale d'oscillation) correspondraient au creusement des baies. L'espacement λ des croissants serait donc égal à la demi-longueur d'onde de l'onde de bord.

Selon Masselink et Pattiaratchi (1998), les croissants de plages apparaissent préférentiellement en contexte d'apport sédimentaire, sur une plage réfléchive ($\Omega < 1$), avec des houles peu énergétiques et un déferlement gonflant. Masselink et al. (1997) ont montré que l'édification des croissants de plage se produirait lorsque $\xi > 1,2$, tandis que leur destruction interviendrait quand $\xi < 1,2$. La Figure IV.27 retrace l'évolution des coefficients adimensionnels Ω et ξ au cours du mois d'Avril 2011. Avec des valeurs de $\Omega \sim 0,4$ et de $\xi \sim 1,3$, les conditions étaient effectivement réunies pour qu'un système de croissants de plage puisse se former.

Depuis le 14 Avril, les conditions hydrodynamiques étaient propices à la formation de croissants de plage dans la mesure où, la plage étant réfléchive ($\Omega < 1$), le paramètre d'Iribaren ξ était supérieur à 1,2 (Fig. IV.27). Le système de croissants de plage est donc déjà formé le 18 Avril (Fig. IV.28) et continue d'évoluer le 19 et le 20 Avril (Fig. IV.28, IV.29 et IV.30). A Porsmilin, l'amplitude des croissants reste relativement réduite avec une longueur d'onde λ de 20 à 30 m (espacement entre les croissants) et une amplitude verticale de l'ordre de 30 cm.

Entre le 18 et le 19 Avril, le MNT différentiel montre un apport sédimentaire d'environ 20 cm au niveau des cornes des croissants dans un contexte global d'apports sédimentaires (+185 m³ pour la totalité de la plage, dont 100 m³ au niveau des croissants) (Fig. IV.29). Les profils de la Figure IV.28 témoignent clairement du creusement du deuxième croissant qui n'était qu'ébauché le 18 Avril. Ce creusement se traduit sur le MNT différentiel par une perte en sédiments (Fig. IV.29). Entre le 19 et le 20 Avril, la perte en sédiments se généralise (-180 m³ pour l'ensemble de la plage - Fig. IV.30) : les baies se creusent (érosion de l'ordre de 10 à 15 cm) et l'extrémité des cornes s'érode. L'ensemble du système de croissants tendrait donc à reculer, cette tendance étant vraisemblablement liée à la légère intensification des conditions hydrodynamiques (augmentation de la hauteur de vagues H_s - Tableau IV.2).

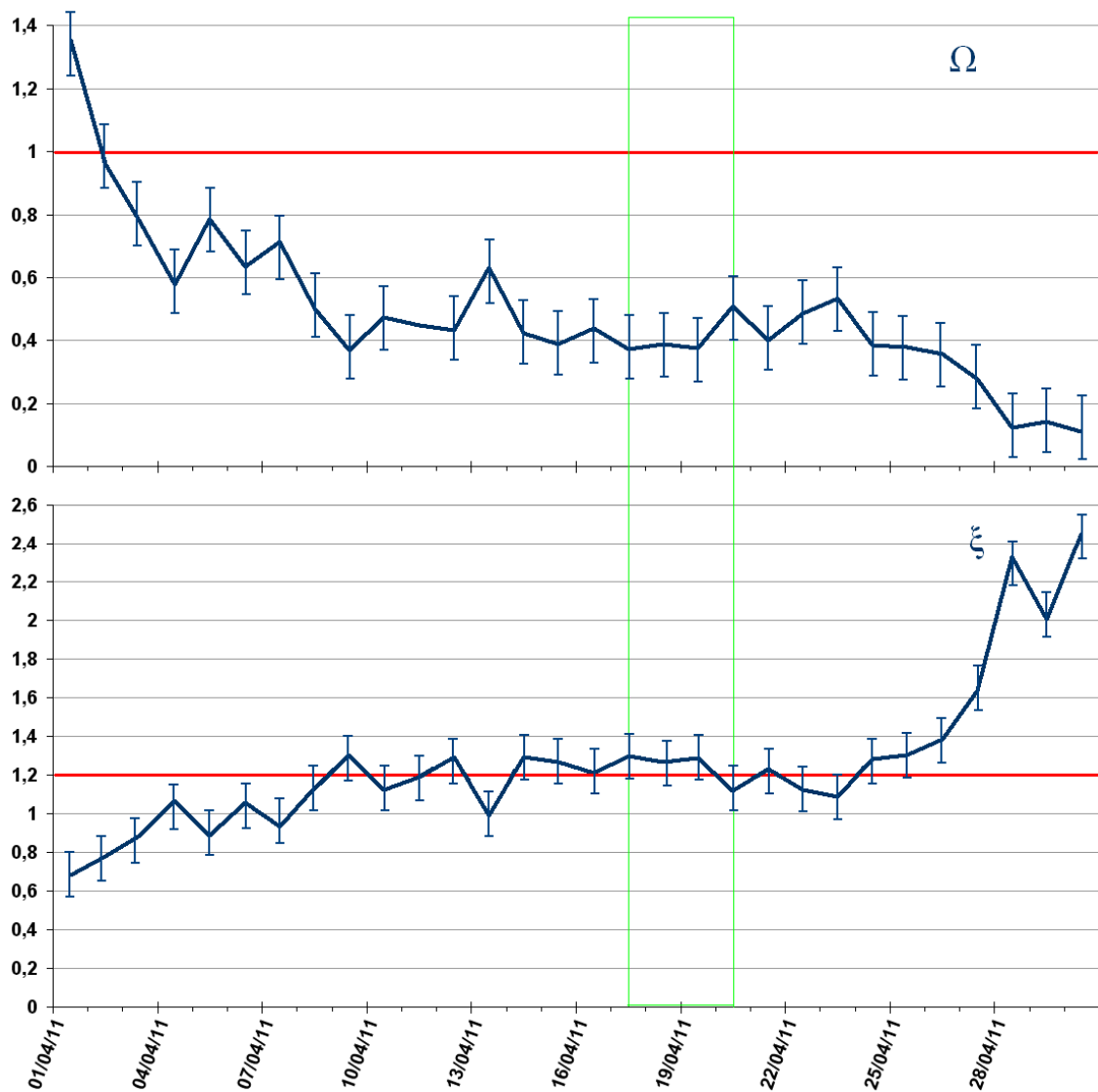


Figure IV.27 : Evolution des coefficients adimensionnels Ω (Eq. I.1) et ξ (Eq. I.3) au cours du mois d'Avril 2011 (calcul effectués à partir des valeurs de hauteur et période de vagues fournies par PREVIMER®).

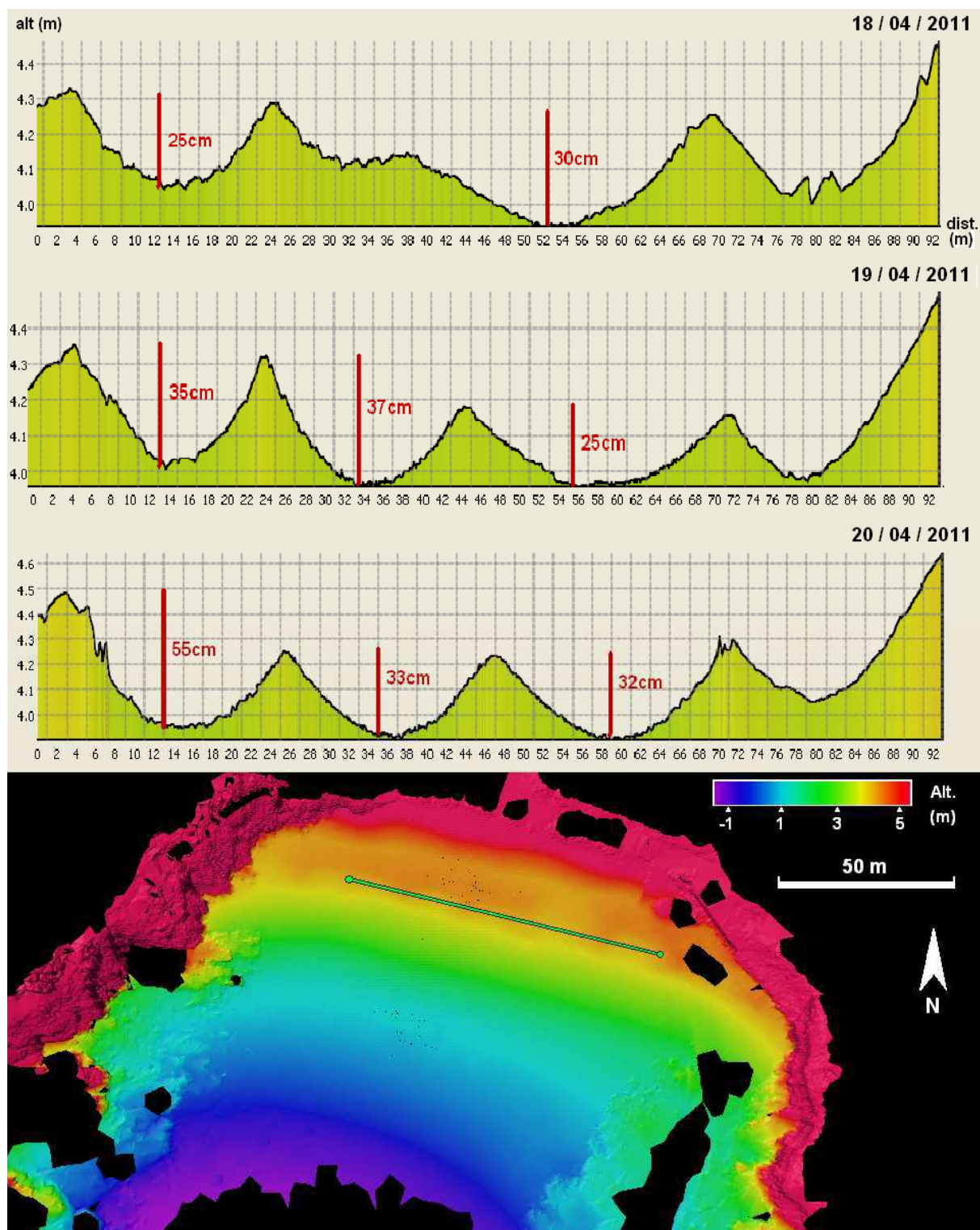


Figure IV.28 : Evolution du 18 au 20 Avril 2011 d'un profil longitudinal du système de croissants de plage à Porsmilin issu d'un MNT réalisé à partir de données TLS.

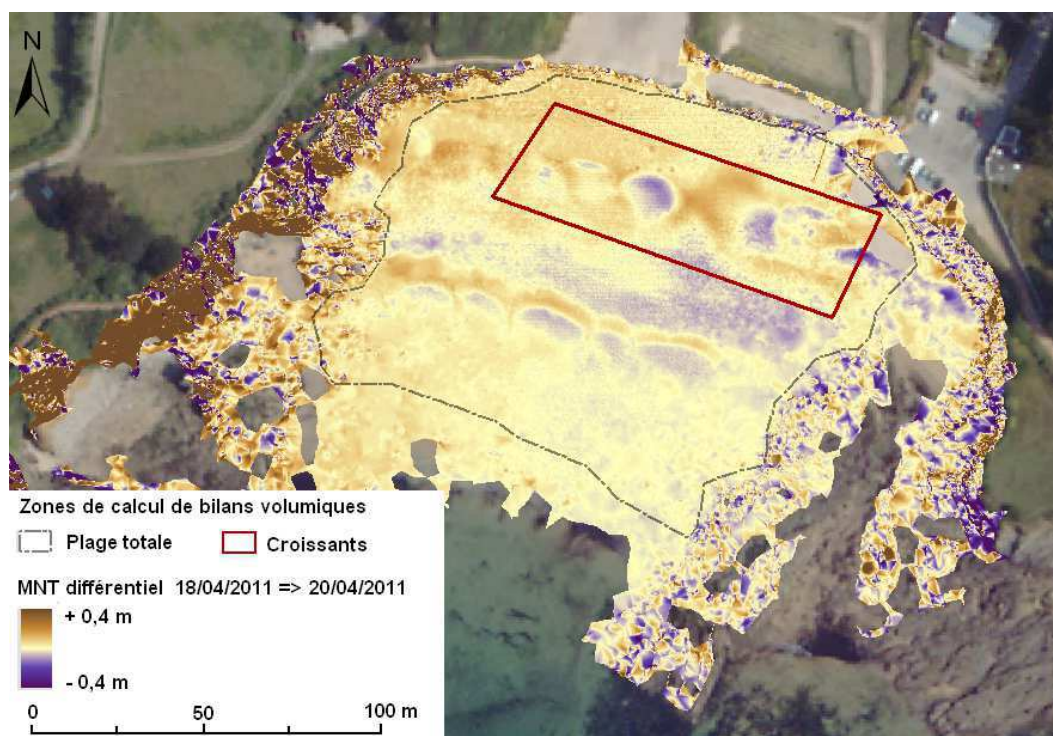


Figure IV.29 : MNT différentiel entre le 18 et le 19 Avril 2011 et définition de zones pour le calcul de bilan de matière sur la plage totale ($\sim +185 \text{ m}^3$) et au niveau du système de croissants de plage ($\sim +100 \text{ m}^3$).

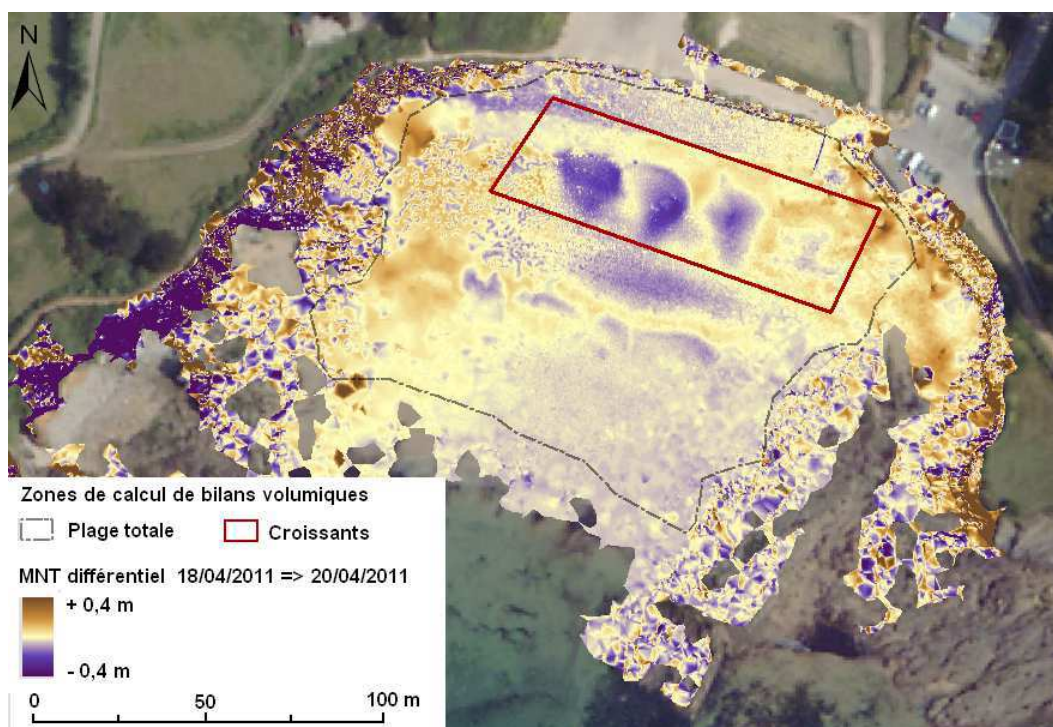


Figure IV.30 : MNT différentiel entre le 19 et le 20 Avril 2011 et définition de zones pour le calcul de bilan de matière sur la plage totale ($\sim -180 \text{ m}^3$) et au niveau du système de croissants de plage ($\sim -80 \text{ m}^3$).

A partir des données topographiques acquises au TLS et de données hydrodynamiques fournies par le site Prévimer, nous avons examiné si les croissants de plage observés validaient l'une ou l'autre théorie de formation (auto-organisation ou onde de bord).

Selon Takeda & Sunamura (1983), la formation d'un système de croissants de plage par auto-organisation serait caractérisée par une relation entre la longueur d'onde λ des croissants et la longueur d'excursion du jet de rive S (Takeda & Sunamura, 1983 ; Werner & Fink, 1993):

$$\lambda = f S \quad \text{Eq. IV.3}$$

avec : λ : longueur d'onde des croissants de plage (m)

f : paramètre empirique dont la valeur moyenne est comprise entre 1,5 (Takeda & Sunamura, 1983) et 1,63 (Coco & al., 1999)

S : longueur d'excursion du jet de rive (m)

où :

$$S = \frac{H_b}{\tan \beta_{\text{swash}}} \quad \text{Eq. IV.4}$$

avec : H_b : hauteur de houle au déferlement (m) ; $H_b \sim H_s$

$\tan \beta_{\text{swash}}$: pente de la zone de jet de rive

La longueur d'onde des croissants mesurée sur le MNT (distance entre deux cornes successives) a donc été comparée à la longueur d'onde calculée par l'équation IV.3. Le tableau IV.2 récapitule les résultats de ce calcul pour chaque jour de suivi. Les longueurs d'onde mesurées sont de l'ordre de 20 m tandis que celles calculées varient de 7 à 9 m et sont donc sous-estimées. Toutefois, notre calcul est entaché d'un certain nombre d'approximations. En effet, outre l'hypothèse $H_b \sim H_s$, le site Prévimer donne un intervalle de valeurs de H_s (intervalle de 0,25 m dont on extrait la moyenne), ce qui génère (Eq. IV.3 et IV.4) une incertitude sur la valeur de λ calculée (intervalle d'incertitude de 7,5 m). A cela s'ajoute les erreurs (difficilement quantifiables) liées à la résolution du maillage utilisé dans les modèles Prévimer (cellules triangulaires de taille variable) qui se répercutent également lors du calcul de λ .

Selon la théorie de l'onde de bord, les croissants de plage pourraient être générés par l'oscillation d'une onde stationnaire induite par la superposition de deux ondes de directions opposées, typiquement les vagues incidentes et les vagues réfléchies par la plage (Bowen et Inman, 1969 ; Guza et Inman, 1975).

Or différents types d'onde de bord peuvent être générés notamment selon l'amplitude des vagues incidentes et réfléchies et le type de déferlement (Guza et Inman, 1975). D'après Guza et Inman (1975), les harmoniques préférentiellement excitées sont l'onde sub-harmonique (dont la période est égale au double de la période des vagues incidentes) et l'onde synchrone (dont la période est égale à celle des vagues incidentes). L'espacement prédit des croissants de plage est alors respectivement :

- onde sub-harmonique :

$$\lambda = \frac{g}{\pi} T^2 \tan \beta \quad \text{Eq. IV.5}$$

- onde synchrone :
$$\lambda = \frac{g}{2\pi} T^2 \tan \beta$$
 Eq. IV.6

avec : λ : longueur d'onde (espacement) des croissants (m)

g : accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m/s}^{-2}$)

T : période des vagues incidentes (s)

$\tan \beta$: pente de la plage

L'espacement des croissants λ prédit par la théorie de l'onde de bord est récapitulé dans les deux dernières colonnes du Tableau IV.2. Avec des espacements prédits de l'ordre de 30 à 40 m (au lieu des ~20 m mesurés), l'hypothèse d'une onde sub-harmonique semble être invalidée. En revanche, avec un écart moyen de ~4 m entre l'espacement effectif des croissants et l'espacement prédit (Tableau IV.2), l'hypothèse d'une onde de bord synchrone paraît plausible.

Là encore notre calcul est entaché d'incertitudes, notamment sur la valeur de la période T , la modélisation étant fournie par Prévimer sous forme d'intervalle de 1 s. Cela se traduit par une incertitude de +/- 1 m sur la longueur d'onde prédite des croissants. Néanmoins, Guza et Inman (1975) indiquent que l'onde de bord synchrone peut être excitée s'il n'y a pas de déferlement plongeant et si les vagues arrivent sur une plage très réfléchive ($\Omega < 1$). Or avec une valeur du paramètre de réflectivité Ω de 0,4 et un déferlement frontal, les conditions sont donc réunies pour qu'une onde de bord synchrone soit générée.

Actuellement, aucune théorie de formation des croissants de plage ne s'impose catégoriquement. Masselink *et al.* (2004) ont néanmoins montré qu'un système de croissants pouvait se développer sans l'implication d'une onde de bord. Mais les deux théories (auto-organisation et onde de bord stationnaire) ne sont pas pour autant antagonistes et de nombreux auteurs évoquent une possible conjonction des deux phénomènes (Inman et Guza, 1982 ; Coco *et al.* 2000) : la topographie irrégulière du haut de plage serait initiée par l'onde de bord puis accentuée par la circulation du jet de rive induisant le développement du système de croissants de plage.

En ce qui concerne notre suivi, au vu de nos marges d'incertitude, aucune théorie n'est infirmée ou confirmée de manière flagrante. Des travaux complémentaires nécessiteraient une instrumentation du site, notamment pour mesurer la hauteur des vagues au déferlement, la longueur d'excursion du jet de rive et détecter la présence éventuelle d'une onde de bord.

D50 (m) = 3,20E-04
 $g \text{ (m/s}^2\text{)} = 9,81$
 $s = 2,58$
 hypothèse : $H_b \sim H_s$

$W_s \text{ (m/s)} = 7,75E-02$
 $\tan(\beta) = 0,05$
 $f = 1,5$ Paramètre empirique (~1,5 ; Takeda & Sunamura, 1983)



	Hs	T	Ω	ξ	Croissants	$\lambda \text{ (m)}$	S	$\lambda = f \times S$	$\lambda = g / \pi T^2 \tan \beta$	$\lambda = g / 2 \pi T^2 \tan \beta$
18/04/2011	0,38	12,42	0,39	1,29	C1	27,00	5,04	7,56	35,83	17,91
					C2	20,00	4,15	6,22	43,52	21,76
					C3	12,50	5,36	8,04	33,71	16,85
					C4	18,10	5,23	7,84	34,52	17,26
					moyenne	19,40	4,90	7,34	36,90	18,45
19/04/2011	0,36	12,34	0,37	1,34	C1	31,10	4,70	7,04	36,48	18,24
					C2	19,80	5,12	7,67	33,71	16,73
					C3	20,40	5,75	8,62	29,80	14,90
					C4	26,00	6,85	10,27	25,04	12,52
					C5	16,60	5,12	7,68	33,44	16,72
					moyenne	22,78	5,41	8,12	31,64	15,82
20/04/2011	0,5	12,67	0,50	1,20	C1	20,60	5,46	8,19	45,88	22,94
					C2	17,50	6,52	9,77	38,44	19,22
					C3	18,40	6,87	10,30	36,51	18,25
					C4	12,90	5,85	8,78	42,80	21,40
					C5	20,50	5,36	8,04	46,74	23,37
					moyenne	18,83	6,14	9,21	42,07	21,04

Tableau IV.2 : Calcul des paramètres caractéristiques d'un système de croissants de plage à Porsmilin et expérimentation des hypothèses d'auto-organisation et d'onde de bord.

IV.4- Synthèse des interactions entre forçages hydrodynamiques et transferts sédimentaires

IV.4-a/ Bilan du suivi à Porsmilin

Les différentes échelles spatio-temporelles d'évolution de la plage mettent en exergue l'importance d'adopter différents niveaux de suivi de l'évolution morphodynamique de Porsmilin :

- un suivi à l'échelle du compartiment sédimentaire
- un suivi à l'échelle de la plage supratidale et intertidale,
- un suivi à l'échelle "infra-plage", centré sur l'évolution de structures caractéristiques.

Il ressort de cette étude que, quelque soit l'échelle d'observation, l'évolution morphologique est étroitement liée aux conditions hydrodynamiques.

Les bilans sédimentaires (intégrant nos marges d'erreur) indiqueraient que le stock est relativement stable. Néanmoins, ce suivi n'est effectif que depuis 2009, aussi il est possible que nos chiffres ne reflètent pas une tendance à l'échelle pluri-annuelle. Par conséquent il faudrait disposer d'un suivi à plus long terme de cette cellule sédimentaire avant de conclure sur l'évolution du stock sédimentaire.

La plage de Porsmilin connaît une évolution saisonnière relativement classique sous l'effet de l'alternance des houles de beau temps et des houles de tempête. En effet, les houles de beau temps, faiblement énergétiques ont une vitesse (et donc une capacité de transport) dans la nappe de retrait plus faible que dans le jet de rive (Fig. IV.31). Des sédiments sont donc déposés à chaque période de houle, contribuant à l'engraissement de l'amont la plage et à la formation d'une berme. Cet engraissement s'accompagne d'une accentuation de la pente. Or plus la pente est importante, plus l'escalade du jet de rive est contrariée. La conjugaison des forces gravitaires (accentuées par la pente) et de l'entraînement par la nappe de retrait ramène une partie des éléments vers la mer. Un équilibre entre la masse de sédiments apportée et la masse de sédiments évacuée s'opère. Cet équilibre se matérialise par un profil caractéristique de conditions "de beau temps" avec une pente accrue du haut de plage, une rupture de pente (généralement située à Porsmilin au niveau des chenaux d'exfiltration) et un bas de plage plan faiblement penté.

Les houles de tempêtes sont assez énergétiques pour que la nappe de retrait ait une capacité de transport suffisante pour arracher des sédiments (Fig. IV.31), notamment sur le haut de plage. La plage tend alors vers un profil d'équilibre avec une pente homogène.

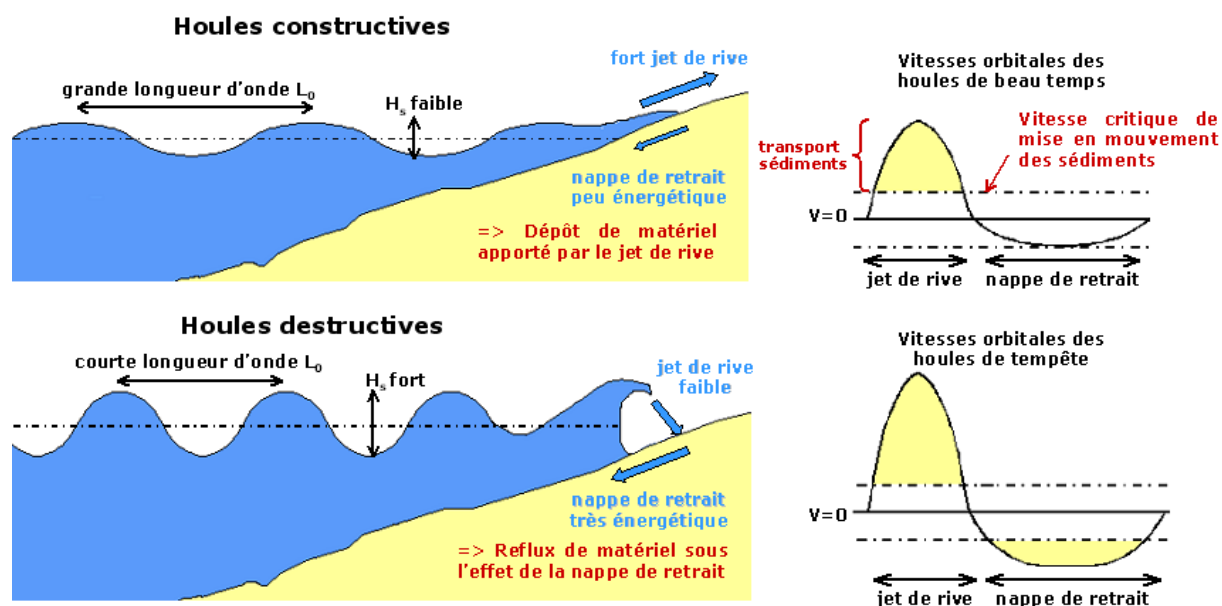


Figure IV.31 : Principe de l'évolution saisonnière de la plage sous l'effet des houles constructives (conditions estivales) et destructives (conditions hivernales).

Les houles destructrices de tempêtes ont donc un rôle crucial dans les problématiques d'érosion littorale et de recul du trait de côte. Cependant, les houles de beau temps induisent une évolution de la plage plus complexe et hétérogène, et donc plus révélatrice de la multiplicité des processus hydrodynamiques en jeu. En effet, lors de conditions faiblement énergétiques, la haute résolution de nos données a permis de mettre en exergue des variations morphologiques à l'échelle infra-plage (berme, croissants de plage). Ces structures locales sont la manifestation de forçages hydrodynamiques secondaires qui sont annihilés lorsque les conditions de houle s'intensifient.

Ainsi nous avons pu souligner l'influence des chenaux d'exfiltration sur la position de la berme et d'une rupture de pente ou encore la complexité des processus dans la zone de jet de rive aboutissant (soit par accentuation d'une irrégularité de la topographie, soit via une onde de bord) à la création de croissants de plage.

IV.4-b/ Discussion de la méthode de suivi

L'élaboration et l'amélioration de protocoles d'acquisition et de traitement couplées à une planification des levés spécifique au site d'étude nous permettent désormais d'acquérir des données associant précision et très haute résolution spatiale. Ces données donnent lieu à un suivi global de la plage, et même de l'intégralité la cellule sédimentaire grâce à une approche multi-source. Les méthodes proposées ne nécessitent aucun aménagement, ni aucune installation durable de matériel et sont donc aisément reproductibles sur d'autres sites, y compris sur des sites morphologiquement différents (présentant une falaise d'arrière-plage, des dunes, des enrochements...).

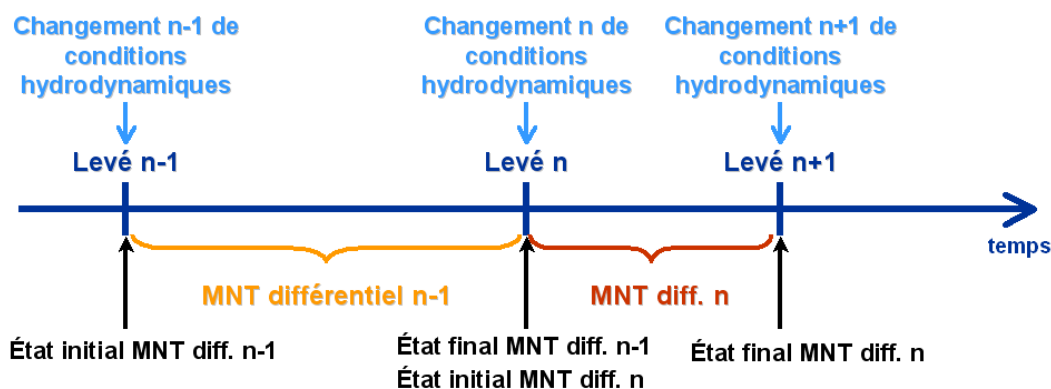
La précision et la haute résolution spatiale des MNT générés permet de calculer des bilans volumiques et offre en outre la possibilité de suivre des structures plus localisées (berme, chenaux

d'exfiltration, système de croissants de plage, etc.). Lorsque nous disposerons d'un jeu de MNT acquis tout au long de l'année et ce durant plusieurs années, constituant ainsi un échantillon représentatif de l'évolution morphologique de la plage, nous pourrions mener une étude statistique similaire à celle réalisée à partir des profils transversaux.

Néanmoins, sur certains points, cette méthode de suivi présente quelques limites. De fait, cette méthode est parfaitement satisfaisante lors d'une étude purement topographique, s'attachant à décrire un comportement global ou visant à identifier, localiser et suivre des structures morphologiques particulières. En revanche, elle s'avère insuffisante pour identifier et quantifier les processus hydrodynamiques responsables des évolutions morphologiques observées.

Ceci est pour partie dû à la fréquence d'acquisition inadéquate. En pratique, les acquisitions ont lieu régulièrement tout au long de l'année. Elles sont de plus assujetties aux périodes de vives-eaux, aux horaires de marée et aux conditions météorologiques. Les contraintes sur les dates d'acquisition, et donc sur l'intervalle de temps entre deux levés, complexifient l'analyse des MNT différentiels associés. En effet, comme en atteste le MNT différentiel entre le 4 Novembre 2010 et le 24 Mars 2011 (Fig. IV.18), il est problématique de discerner la part d'évolutions récentes et la part d'évolutions due à la tendance dominante pendant la période.

Pour pallier ce problème, il faudrait effectuer un levé à chaque changement notable des forçages hydrodynamiques. Ce levé permettrait alors d'établir le bilan des variations morphologiques induites par les conditions hydrodynamiques précédentes le changement, mais aussi d'établir un état initial par rapport auquel évaluer les variations morphologiques associées aux conditions hydrodynamiques à venir (Fig. IV.32).



n : numéro de levé

Figure IV.32 : *Fréquence idéale théorique des levés.*

Cependant, une telle organisation des levés est difficile, voire impossible à mettre en pratique. En effet, elle supposerait d'appréhender les variations des forçages hydrodynamiques que l'on cherche justement à définir. De plus, ces variations sont souvent très progressives, ce qui s'avère incommode pour le choix d'une date marquant la transition entre deux régimes hydrodynamiques. A l'inverse, les événements brutaux (de type tempêtes) sont relativement simples à délimiter dans le

temps, mais généralement associés à des conditions météorologiques faisant obstacle à la réalisation d'un levé.

Il convient alors de remettre en question la faisabilité d'identifier sans équivoque le processus à l'origine du comportement morphodynamique observé grâce à cette méthode de suivi.

Pour un type de forçage hydrodynamique donné, les changements mesurés dépendront à la fois de l'intensité du processus, de sa durée d'action, mais aussi des conditions de marée et de l'état initial de la plage. En effet, les variations du stock sédimentaire dépendent également de "l'éloignement" de l'état initial à l'état d'équilibre attendu (Grasso, 2009).

A cela s'ajoute le fait que les processus ne se succèdent pas linéairement, mais peuvent se superposer, induisant alors différents comportements morphodynamiques parfois antagonistes (par exemple, les exfiltrations de la nappe phréatique et l'arrivée du jet de rive qui tendent à déplacer les sédiments dans des sens opposés).

Ce type d'analyse est d'autant plus complexe lorsque l'on considère en outre les phénomènes encore mal connus de résilience de la plage (aptitude d'un système à subir des perturbations et à se ré-organiser pour revenir à la position d'équilibre - Walker *et al.*, 2004 ; Jeanson *et al.*, 2010) et les phénomènes de rémanence (délai entre la fin de la perturbation et le retour à l'équilibre du système). Les événements extrêmes provoquant des modifications majeures de la plage (et l'écartant sensiblement de sa topographie d'équilibre) induisent généralement un retour à l'état d'équilibre plus long. Une plage ayant une faible résilience sera donc d'autant plus vulnérable en cas de perturbations avec des temps de retour très courts.

Il serait alors pertinent d'introduire la notion "d'hystérésis de plage", l'hystérésis étant la propriété d'un système à dépendre de toute son évolution antérieure et pas seulement des paramètres agissant sur ce système à cet instant.

Bilan

Le suivi multi-temporel de la plage de Porsmilin met en évidence des changements morphologiques saisonniers, étroitement liés aux variations de conditions hydrodynamiques. On peut ainsi distinguer un profil estival et un profil hivernal, associés respectivement à des houles constructives faiblement énergétiques ou à des houles destructives, plus énergétiques.

Grâce au couplage de données topographiques (TLS) et bathymétriques (SMF) acquises quasi-simultanément, nous avons pu définir la cellule sédimentaire (environ 33700 m²) associée à la plage de Porsmilin. Sa profondeur de fermeture à l'échelle annuelle se situe entre - 5,5 et - 6,4 m de fond (par rapport au niveau de référence IGN69).

De plus, l'acquisition de données à très haute résolution permet de suivre l'évolution de structures locales telles qu'une berme, des chenaux d'exfiltration ou des croissants de plage. Ces figures à l'échelle "infra-plage" peuvent paraître anecdotiques, pourtant elles sont révélatrices d'un certain nombre de forçages que la simple acquisition de profils transversaux ne suffirait pas à identifier. De plus, ces structures peuvent elles aussi influencer sur l'évolution morphodynamique de la plage.

Ainsi, la morphologie d'un littoral résulte de la combinaison et de l'interaction de différents agents de forçages, passés et présents. Il est donc particulièrement ardu d'identifier à partir de levés effectués à un instant donné des processus continus, multiples et interagissant entre eux. Par conséquent, le choix de dates de levés pertinentes est primordial. Or pour être pertinent, ce choix devrait s'appuyer sur les variations significatives des agents de forçage ; agents de forçage que l'on cherche justement à identifier.

Discussions et Conclusions

Discussions et Conclusions

Les littoraux, et plus particulièrement les plages sableuses, sont des environnements dynamiques dont la morphologie évolue continuellement. Les différents types de forçages auxquels ils sont soumis (eustatique, climatique, hydrodynamique, anthropique, etc.) se manifestent à l'échelle géologique et aux échelles annuelle, saisonnière et événementielle. La morphologie actuelle d'un littoral résulte donc de la superposition de différents processus agissant sur une gamme d'échelle temporelle allant du million d'années à la seconde. Une compréhension globale de cette évolution et des processus qui en sont responsables nécessite donc un suivi de la zone côtière à différentes échelles spatio-temporelles.

L'objectif de ce travail était de proposer une méthode de suivi diachronique (journalier à pluri-annuel) applicable à l'échelle d'une plage sableuse. La première phase de ce suivi consiste à définir le comportement global de la plage et à établir des bilans sédimentaires afin de quantifier les transferts de matière. Cette approche s'inscrit parfaitement dans une politique de Gestion Intégrée des Zones Côtières (GIZC). La seconde phase de suivi s'attache à associer chaque variation morphologique observée à son processus générateur.

Dans ce contexte, la plage de Porsmilin a été retenue comme site d'étude. En effet, la pression anthropique y est relativement faible et, de par sa situation enserrée entre des falaises, la plage est considérée comme peu sensible aux phénomènes de dérive littorale et constitue donc une entité simple et isolée.

- **Bilan des travaux réalisés :**

Dans le cadre de cette étude, des protocoles d'acquisition et de traitements ont été mis au point afin d'effectuer des levés récurrents (1) par photogrammétrie depuis le drone hélicoptère DRELIO, (2) par scanner laser terrestre (TLS) et (3) par sondeur multi-faisceaux (SMF). Ces protocoles assurent le meilleur compromis entre la qualité des données, les contraintes inhérentes au domaine littoral et nos perspectives de recherche. Chaque levé aboutit à la réalisation d'un MNT 3D. Dans le cas du suivi de la plage de Porsmilin, ces MNT viennent compléter les profils 2D acquis au DGPS ou au tachéomètre depuis 2003.

Par rapport aux données satellitaires ou aériennes qui sont pertinentes pour le suivi de zones étendues, les drones photogrammétriques tels que DRELIO et la technique du TLS permettent une approche plus locale, offrant une haute résolution tout en restant souples d'utilisation. Ces données

topographiques sont complétées au niveau de la zone sub-tidale par des données bathymétriques acquises par SMF petits fonds.

Malgré les différences en résolution et en précision, un traitement dans le référentiel global permet d'apparier les données, offrant ainsi un suivi intégré terre-mer. Cette fusion de données multi-sources accroît donc le potentiel de la méthode pour le suivi des compartiments sédimentaires. Par exemple, la profondeur de fermeture à l'échelle annuelle a pu être située entre -5,5 et -6,4 m (par rapport au niveau de référence IGN69).

A partir des 141 profils 2D acquis jusque là, une étude statistique a été réalisée afin de décrire la tendance générale de l'évolution de la plage, tant à l'échelle pluri-annuelle qu'à l'échelle saisonnière. A terme, une telle étude pourra être menée à partir des MNT 3D (définition d'un MNT d'équilibre, calcul d'un MNT d'écarts types...).

Le suivi diachronique quantitatif de la morphologie de la plage est réalisé à partir de MNT différentiels permettant de visualiser les secteurs ayant subi une érosion ou un engraissement. L'évolution d'une berme, de chenaux d'exfiltration d'une nappe phréatique ou d'un système de croissants de plage a ainsi pu être observée. Les bilans sédimentaires qui ont été calculés, tant localement qu'à l'échelle de la plage ou du compartiment sédimentaire, reflètent alors la somme des conséquences des forçages s'étant exercés durant la période séparant les deux acquisitions. Par conséquent, le résultat de ces bilans sédimentaires est grandement influencé par le choix des dates de levés.

De plus, le choix de ces dates de levés est également essentiel dans une perspective d'identification des forçages mis en jeu. En effet, si entre deux levés consécutifs les conditions hydrodynamiques sont restées globalement stables, les variations morphologiques observées pourront être simplement reliées à ces conditions dominantes. Par exemple, lorsqu'ils sont générés à partir de données acquises aux changements de saison, nos MNT différentiels reflètent bien les alternances saisonnières de houles constructives et de houles destructives. En revanche, si plusieurs climats de houle se sont succédés durant la période séparant les deux acquisitions, leurs différents impacts morphodynamiques pourront s'être superposés, accumulés ou compensés. Ignorant *a priori* la durée et l'intensité de ces différents forçages ainsi que l'état initial de la plage au moment de leur entrée en action, il est donc pratiquement impossible de déterminer quel processus a eu quelle incidence. D'autant plus que tous ces processus ne se succèdent pas forcément de manière linéaire et peuvent interférer entre eux, tout en étant aussi modulés par le signal de marée. Le MNT différentiel rend-il alors compte du processus le plus récent, le plus long, le plus énergétique ?

Autant que possible, la réalisation d'un levé doit être programmée à chaque changement majeur de conditions hydrodynamiques. Cependant, comment connaître ce changement alors que l'on cherche justement à caractériser les conditions hydrodynamiques ? Comment choisir une date charnière pour les variations des paramètres de forçage alors que l'état de mer évolue de manière

progressive ? A partir de quel seuil un changement est-il considéré comme "majeur" ? Les conditions météorologiques permettront-elles une acquisition à la date choisie ?

La question de la pertinence de la haute résolution spatiale pour un suivi global et/ou à long terme (échelle décennale à centennale) semble finalement légitime. En effet, un MNT à haute résolution peut refléter une évolution erratique de la morphologie de la plage, biaisant ainsi le calcul des bilans sédimentaires. Une trop grande sensibilité de mesure devient donc problématique lorsqu'il s'agit d'avoir une vision globale.

Pour contourner ce problème, on peut calculer la topographie moyenne (considérée comme topographie d'équilibre ou d'état stationnaire) à partir d'un échantillon de MNT représentatif. Mais, pour une telle approche, la très haute résolution des levés perd de son intérêt, alors qu'elle représente souvent un investissement substantiel. Ainsi, selon la problématique du suivi, une approche avec acquisition de profils transversaux peut s'avérer plus pertinente qu'une approche par MNT très haute résolution.

Le tableau C.1 récapitule les différentes méthodologies proposées en fonction des différentes problématiques de suivi. Pour une vision globale à long terme (échelle décennale à centennale), impliquant de s'affranchir des variations ponctuelles de la morphologie pour ne retenir qu'une tendance générale, une acquisition à très haute résolution semble superflue puisque cette haute résolution serait gommée par le moyennage des MNT. Un suivi via un ou deux profils transversaux significatifs étant plus aisé à mettre en œuvre (et donc plus adapté pour des acquisitions fréquentes) et moins onéreux, il semble donc plus approprié à ce type de problématique.

En revanche, un MNT haute résolution sera indispensable pour étudier la morphodynamique d'une structure à l'échelle infra-plage (berme, croissants de plage, chenaux d'exfiltration, etc.) et établir des bilans volumiques précis. La fréquence des levés doit être adaptée en fonction de la vitesse d'évolution de la structure. Néanmoins, ce type d'acquisition nécessitant une logistique relativement lourde, il est difficile de réitérer les mesures avec une fréquence supérieure à un cycle de marée. En outre, pour identifier les processus en jeu et leurs rôles respectifs dans les évolutions morphodynamiques observées, il faudrait coupler nos levés topographiques et bathymétriques à des mesures hydrodynamiques.

Enfin, une approche prédictive de l'évolution de la frange littorale recourrait à l'élaboration de modèles numériques adaptés au site d'étude.

acteur	problématique du suivi	éch. spatiale	éch. temporelle	méthode proposée	avantages de la méthode
municipalité, collectivité locale	suivi de l'érosion de plage	plage	annuelle à décennale	- comparaison de profils moyens (établis à partir de profils acquis à raison de 1 ou 2/mois)	- approche peu dispendieuse et de mise en œuvre aisée et rapide - résultats concis et explicites
municipalité, collectivité locale	suivi d'impact d'aménagements	plage	annuelle à décennale	- comparaison de profils moyens (établis à partir de profils acquis à raison de 1 ou 2/mois)	- approche peu dispendieuse et de mise en œuvre aisée et rapide - résultats concis et explicites
municipalité, collectivité locale	prévision d'érosion, d'impact d'aménagements, ...	plage	annuelle à décennale	- modèle empirique à partir de données <i>in situ</i> (si disponibles) - modèle numérique	- aspect prévisionnel - approche peu dispendieuse - attrait de la présentation dynamique des résultats
observatoire	suivi de l'érosion / engraissement de plage	plage	décennale à centennale	- comparaison de profils moyens (établis à partir de profils acquis à raison de ~1/mois)	- acquisition aisée, rapide - approche peu dispendieuse et pérennisable - résultats faciles à archiver
recherche	suivi de structures remarquables (barres, berms, croissants de plage...)	infra-plage	cycle de marée à mensuelle	- comparaison de MNT très haute résolution, fréquence d'acquisition selon objet d'étude (barres, berme => semaine/mois ; chenaux, croissants => marée/jour)	- suivi très fin des variations morphologiques et transferts sédimentaires
recherche	identification des forçages hydrodynamiques en jeu et quantification de leur impact	éch. du processus étudié	éch. du processus étudié	- comparaison de MNT très haute résolution couplés à mesures hydrodynamiques - modélisation numérique initialisée et étalonnée par MNT	- couplage processus / évolution morphodynamique

Tableau C.1 : Propositions de méthodologies pour le suivi de plage sableuses en fonction de la problématique d'étude.

- **Perspectives de recherche :**

Ainsi, plus l'intervalle de temps séparant les acquisitions est long, plus il semble difficile de reconstituer *a posteriori* l'intégralité du scénario morphodynamique sur cette période et donc de quantifier l'impact en terme de transferts sédimentaires de tel ou tel processus uniquement à partir de données morphologiques. Pour connaître les forçages hydrodynamiques indépendamment des transferts sédimentaires, deux méthodes sont envisageables : l'instrumentation de la plage ou une modélisation physique adaptée.

L'instrumentation du site implique d'installer sur les zones inter- et sub-tidales des courantomètres, des houlographes, des marégraphes, etc. afin de procéder à un enregistrement en continu des paramètres de courants, de vagues, de hauteur d'eau... De plus, pour effectuer des levés topographiques au moment opportun, ces paramètres hydrodynamiques doivent être contrôlés en temps réel. Une telle méthode représente un investissement substantiel en terme d'équipements et s'avère complexe à mettre en pratique. De plus, il est délicat de pérenniser l'instrumentation d'un site fréquenté par les touristes. Une alternative consisterait à procéder à des acquisitions temporaires, pendant des périodes supposées représentatives des différents climats hydrodynamiques.

L'élaboration d'une modélisation physique adaptée est moins onéreuse et moins contraignante, notamment de par son caractère prévisionnel qui permet d'anticiper les levés sur le terrain. Afin de limiter le temps de calcul, nous pouvons dans un premier temps nous contenter de la modélisation des vagues qui sont se sont avérées être le forçage prédominant (cf. IV.1-c). Pour ce faire, il faut définir une grille de calcul avec une résolution adaptée (maille de quelques mètres) et utiliser un modèle adéquate de propagation de houle en domaine côtier tel que SWAN (*Simulating WAves Nearshore*) qui résout l'équation de conservation de l'énergie de la houle aléatoire en milieu peu profond (Booij et al., 1999). La profondeur conditionnant pour beaucoup la propagation des phénomènes, ce paramètre peut être obtenu avec une bonne résolution à partir de nos MNT bathymétriques. Les forçages par le vent (à l'origine des houles) et leur prévision peuvent être fournis par Météo-France ou d'autres organismes de météorologie. Les conditions aux limites (à une échelle plus large) peuvent être obtenues via la plate-forme *Prévimer*.

A ce stade, nous disposerions d'une connaissance *a priori* des conditions hydrodynamiques avec une résolution adaptée à l'échelle de notre site d'étude. Nous serions donc à même de prévoir les dates les plus pertinentes pour effectuer un levé et mettre en relation les transferts sédimentaires mesurés avec l'intensité des forçages modélisés. Néanmoins, nous pouvons également approfondir l'approche par modélisation. En effet, la réponse de la plage au forçage peut elle aussi être prédite par un modèle morphodynamique ou hydro-sédimentaire comme XBEACH ou TELEMAC. Les conditions de houle modélisées précédemment deviennent un paramètre de forçage et les MNT réalisés à partir de nos acquisitions entrent alors en jeu dans un processus d'assimilation de données visant à corriger les prévisions du modèle à l'aide des observations.

Avec une telle modélisation du comportement morpho-sédimentaire de la plage, les mesures *in situ* contribuent dans un premier temps à déterminer le modèle le plus performant et à valider les

résultats des modélisations sous différents types de conditions hydrodynamiques. Une fois les résultats prédits jugés satisfaisants, les levés interviennent essentiellement dans la phase d'assimilation de données. Dans une optique d'observatoire, les acquisitions peuvent alors être moins fréquentes et planifiées lorsque les conditions météorologiques et de marées sont optimales.

Dans ces conditions, le suivi sur le terrain peut se focaliser davantage sur des particularités difficiles à prendre en compte dans un modèle numérique, comme la présence des chenaux d'exfiltration et l'activité de la nappe phréatique, les variations locales de granulométrie, l'influence des dépôts d'algues sur la morphodynamique, etc. L'objectif serait alors de formaliser les phénomènes observés afin de les intégrer ensuite au modèle jusqu'à ce que la modélisation atteigne un niveau de réalisme suffisant pour s'affranchir de mesures *in situ*.

Enfin, la démarche de modélisation physique de la morphodynamique de la plage permet d'isoler artificiellement les processus ou d'appliquer les forçages sur une topographie de plage arbitraire. Ainsi, on peut plus aisément approfondir la question de "l'hystérésis de la plage", notamment en envisageant la création d'indices quantifiant, pour un forçage donné, la rémanence de la plage en fonction de son éloignement par rapport à l'état d'équilibre, de l'intensité et de la durée d'action du forçage et du temps de retour de la plage à son état d'équilibre.

Annexes

Annexes

A.1/ Lexique non-exhaustif relatif au domaine littoral

* **Aléa** = phénomène naturel d'occurrence et d'intensité données susceptible de provoquer des modifications aux sols, à l'écosystème et de porter atteinte aux personnes, aux biens et aux activités. La notion de risque prend en compte l'aléa et la vulnérabilité du site (biens exposés, réactions humaines, ...).

* **Banc** = Relief sous-marin constitué le plus souvent par des matériaux meubles et présentant un danger potentiel pour la navigation.

* **Barre** = s'applique à plusieurs types de formes sédimentaires allongées parallèlement au rivage. Sur une côte sableuse, la barre d'avant-plage est constituée par le sable déplacé par le déferlement et rejeté vers le large.

* **Berme / barre d'estran** = forme sédimentaire allongée, parallèle au rivage, résultant de l'accumulation sédimentaire créée par des houles constructives qui font monter le sable ou les galets au niveau des pleines mers.

* **Cross-shore** = direction de la plage transversale au rivage ≠ **Long-shore** = direction longitudinale au rivage.

* **Dérive littorale** = Déplacement le long du rivage de matières déposées sur le littoral par les courants, les vagues, les vents...

* **Engraissement** = Processus par lequel une accumulation sédimentaire existante (une plage par exemple) reçoit des matériaux supplémentaires qui l'épaississent et/ou l'élargissent.

* **Estran / Zone intertidale** = zone de balancement des marées.

* **Flot** = Courant de marée associé à la marée montante.

* **Houle** = Mouvement ondulatoire de la surface de la mer qui se propage sur de longues distances, indépendamment du vent local qui lui a donné naissance. Elle est caractérisée par une période plus

régulière et plus longue, et par des crêtes plus aplaties que celles des vagues existant dans la zone d'action du vent (zone de fetch). Selon la longueur d'onde, la houle est dite courte (0 à 100 m), moyenne (100 à 200 m) ou longue (plus de 300 m).

* **Jet de rive** = Nappe d'eau, d'épaisseur décroissante vers le haut, qui monte sur un rivage, sous l'impulsion que lui a donnée une vague lors de son déferlement. La montée du jet de rive se fait dans la direction dans laquelle allait la vague et pas nécessairement suivant la ligne de plus grande pente.

* **Jusant** = Courant de marée associé à la marée descendante.

* **Macrotidal** = Qualifie un milieu subissant des amplitudes de marée importantes (plus de 4 à 5 mètres).

* **Marée** = Phénomène ondulatoire, dû à l'attraction combinée du soleil et de la lune, qui affecte la surface des océans et, en moindre mesure, des mers.

* **Marnage** = Différence entre les hauteurs d'une pleine mer et d'une basse mer consécutives.

* **Mer du vent** = Vagues situées dans le champ de vent qui les engendre.

* **Mortes-eaux** = Périodes au cours desquelles l'amplitude de la marée est particulièrement faible.

* **Nappe de retrait** = Nappe d'eau qui redescend sur le rivage (après la montée du jet de rive) suivant la ligne de plus grande pente.

* **Réfraction** = Transformation de la propagation d'une onde quand se modifie le milieu qu'elle traverse. La réfraction des houles est due à la diminution de la profondeur qui ralentit la progression de l'onde : la période est inchangée, mais la longueur d'onde diminue.

* **Sub-tidal / Infra-tidal** = Qualifie la zone située en-dessous de la zone de balancement des marées et ne découvrant donc jamais à marée basse.

* **Supra-tidal** = Qualifie la zone située au-dessus de la zone de balancement des marées et n'étant donc jamais recouverte à marée haute.

* **Surcote** = Hauteur d'eau constatée dépassant en un lieu et à une heure donnée ce que l'on y attendait en fonction du coefficient de marée du jour (effet de basses pressions atmosphériques, de forts vents de mer ou la combinaison de ces deux facteurs).

* **Trait de côte** = Ligne qui marque la limite jusqu'à laquelle peuvent parvenir les eaux marines ; c'est-à-dire la limite la plus extrême que puissent atteindre les eaux marines ou bien : l'extrémité du jet de rive lors des fortes tempêtes survenant aux plus hautes mers de vives eaux. Elle est définie par le bord de l'eau calme lors des plus hautes mers possibles.

* **Transgression** = Avancée de la mer vers et sur le continent pouvant être due à une surélévation du niveau marin, ou à une subduction du continent, ou à une érosion du rivage.

* **Vives-eaux** = Marée d'amplitude maximum correspondant aux périodes de pleine et de nouvelle lunes.

A.2/ Caractéristiques matérielles

- Appareils photographiques numériques

Modèle : Nikon D200 SLR

Nombre de pixels : 10,2 Mégapixels (3872 x 2592)

Focale : 35 mm

Capteur : CCD - 15,7 x 23,7 mm

Format des données : NEF (RAW), TIFF (RGB), JPEG, NEF (RAW) + JPEG

Interfaçage : USB, mémoire auxiliaire, connexion PTP

Dimensions : 147 x 133 x 74 mm

Poids : 910 g



Modèle : Nikon D700 SLR

Nombre de pixels : 12,87 Mégapixels (4256 x 2832)

Focale : 35 mm

Capteur : CMOS - 36,0 x 23,9 mm

Format des données : NEF (RAW), TIFF (RGB), JPEG, NEF (RAW) + JPEG

Interfaçage : USB, Vidéo (NTSC ou PAL), HDMI, sortie 10 broches

Dimensions : 147 x 123 x 77 mm

Poids : 995 g



Focale : 35 mm

Taille de l'image (pix) : 3872 x 2592

Hauteur (m)	Zone couverte (m)	Résolution (m/px)
50	33,7 x 22,6	0,009
100	67,4 x 45,12	0,017
150	101,1 x 67,7	0,026
200	134,8 x 90,2	0,034
250	168,5 x 112,8	0,043

- Scanner Laser Terrestre :

Technical Data 3D Scanner Hardware *RIEGL* LMS-Z390i

Rangefinder performance

Eye safety class



according to IEC60825-1:1993+A1:1997+A2:2001
The following clause applies for instruments delivered into the United States:
Complies with 21 CFR 1040.10 and 1040.11 except for deviations pursuant
to Laser Notice No. 50, dated July 26, 2001.

Measurement range¹⁾

for natural targets, $\rho \geq 80\%$ up to 400 m

for natural targets, $\rho \geq 10\%$ up to 140 m

Minimum range for natural targets

1 m

for reflector targets 2 m

Accuracy²⁾

6 mm

Repeatability²⁾

4 mm (single shot), 2 mm (averaged)

Measurement rate

up to 11000 pts/sec @ low scanning rate (oscillating mirror)

up to 8000 pts/sec @ high scanning rate (rotating mirror)

Laser wavelength

near infrared

Beam divergence³⁾

typ. 0.3 mrad

Scanner performance

Vertical (line) scan

Scanning range

0° to 80°

Scanning mechanism

rotating / oscillating mirror

Scanning rate

1 scan/sec to 20 scans/sec @ 80° scanning range

Angle stepwidth $\Delta \vartheta$ ⁴⁾

$0.002^\circ \leq \Delta \vartheta \leq 0.2^\circ$

between consecutive laser shots

Angular resolution

0.001°

Horizontal (frame) scan

Scanning range

0° to 360°

Scanning mechanism

rotating optical head

Scanning rate⁵⁾

0.01 °/sec to 15 °/sec

Angle stepwidth $\Delta \varphi$ ⁴⁾

$0.002^\circ \leq \Delta \varphi \leq 0.75^\circ$

between consecutive scan lines

Angular resolution

0.001°

Inclination Sensors

integrated, for vertical scanner setup position⁶⁾

Internal Sync Timer (option)

GPS-synchronized time stamping of scan data⁶⁾

General technical data

Interface: for configuration & data output
for configuration
for data output

Ethernet TCP/IP, 10/100 MBit/sec

RS 232, 19.2 kBd

ECP standard (enhanced capability port) parallel

Power supply input voltage

12 - 28 V DC

Power consumption

typ. 55 W max 68 W

Current consumption @ 12 V DC

typ. 4.6 A max 5.7 A

@ 24 V DC

typ. 2.3 A max 2.85 A

Main dimensions

463 mm x 210 mm (length x diameter)

Weight

approx. 15 kg

Temperature range

0°C to +40°C (operation), -10°C to +50°C (storage)

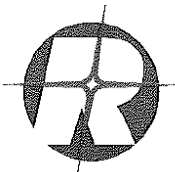
Protection class

IP64, dust and splash-water proof

- 1) Typical values for average conditions. Maximum range is specified for flat targets with size in excess of the laser beam diameter and near to normal incidence of the laser beam. In bright sunlight, the operational range is considerably shorter than under an overcast sky.
2) One sigma @ 50 m range under *RIEGL* test conditions and vertical scanner setup position.

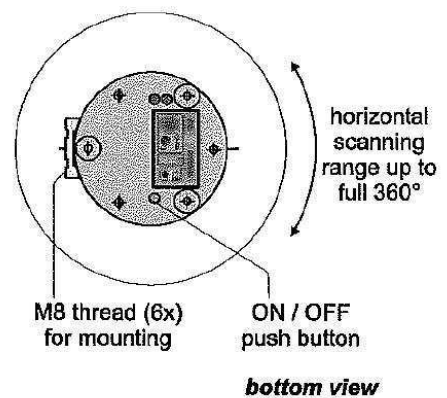
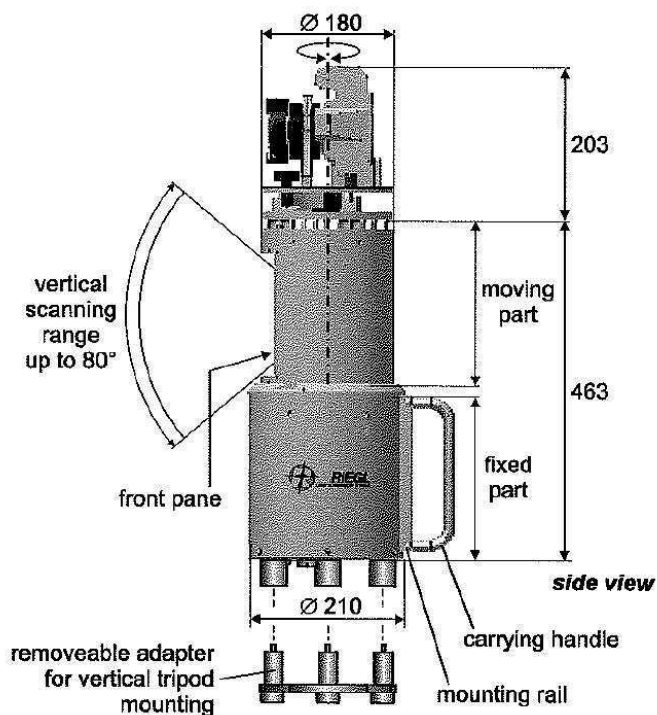
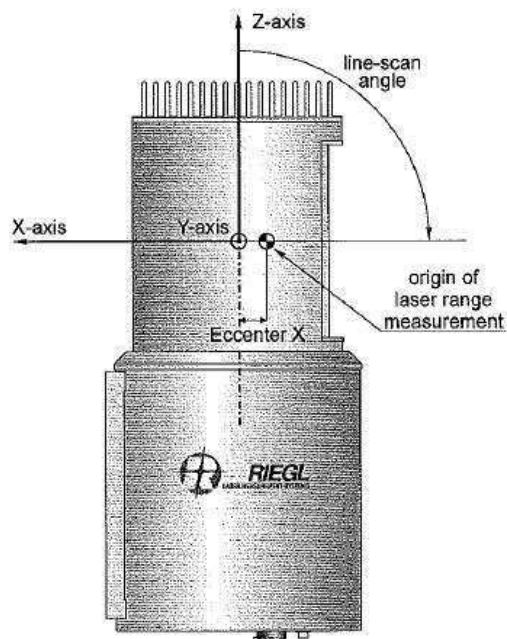
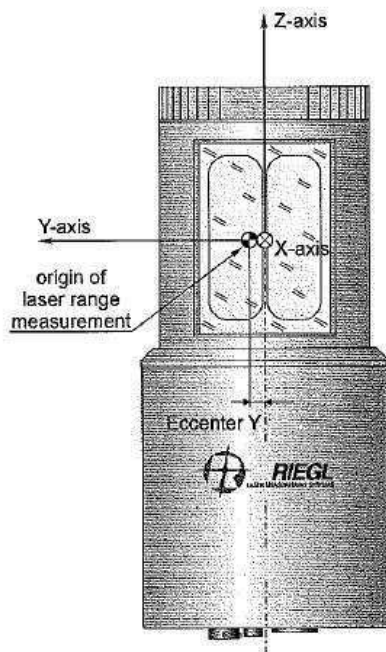
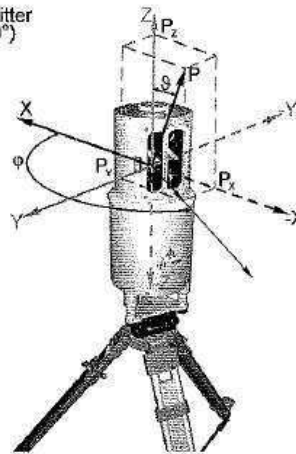
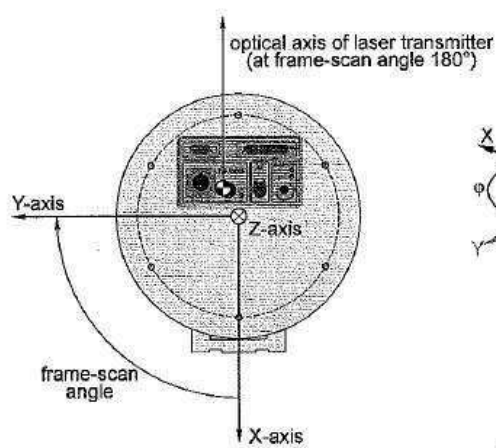
- 3) 0.3 mrad correspond to 30 mm increase of beamwidth per 100 m of range.
4) Selectable via Ethernet interface or RS232.
5) Horizontal scan can be disabled, providing 2D-scanner operation.
6) Specifications to be found in separate datasheet.

Information contained herein is believed to be accurate and reliable. However, no responsibility is assumed by *RIEGL* for its use. Technical data are subject to change without notice. Data sheet, LMS-Z390i, 14/08/2007



RIEGL
LASER MEASUREMENT SYSTEMS
www.riegl.com

RIEGL Laser Measurement Systems GmbH, A-3580 Horn, Austria
Tel.: +43-2982-4211, Fax: +43-2982-4210, E-mail: office@riegl.co.at
RIEGL USA Inc., Orlando, Florida 32810, USA
Tel.: +1-407-248-9927, Fax: +1-407-248-2636, E-mail: info@rieglusa.com
RIEGL Japan Ltd., Tokyo 1640013, Japan
Tel.: +81-3-3382-7340, Fax: +81-3-3382-5843, E-mail: info@riegl-japan.co.jp



- **Sondeur Multi-faisceau :**

Fréquence : 240 kHz

Portée : 0 à 300 m

Résolution de portée : 1.25 cm

Ouvertures angulaires longitudinales et transversales : 1.5° x 1.5°

Secteur angulaire couvert par la fauchée : 150° (21 0° opt. 038)

Nombre de faisceaux : 101 (141 opt. 038)

Volume de données en petits fonds : ~15 000 000 de sondes par heure

Couverture sur le fond (ouverture utile 120°) : $2 \times \tan 60^\circ \times \text{profondeur} = 3.46 \times \text{profondeur}$

Dimensions : Longueur 266mm - Diamètre 320mm (sans les carénages)

Poids : 26.8 kg (dans l'air) - 4.8 kg (dans l'eau)

Options : Imagerie, carénages avant et arrière, secteur angulaire 210°

Date d'achat : Novembre 2007

**Sondeur Multi-faisceaux
IUEM / LDO**



SMF Reson SeaBat 8101

Dim : Ø 320 x L 500 (mm)

Poids air : 26,8kg , Poids eau : 4,8kg



Platine



Centrale
Inertielle
immergée

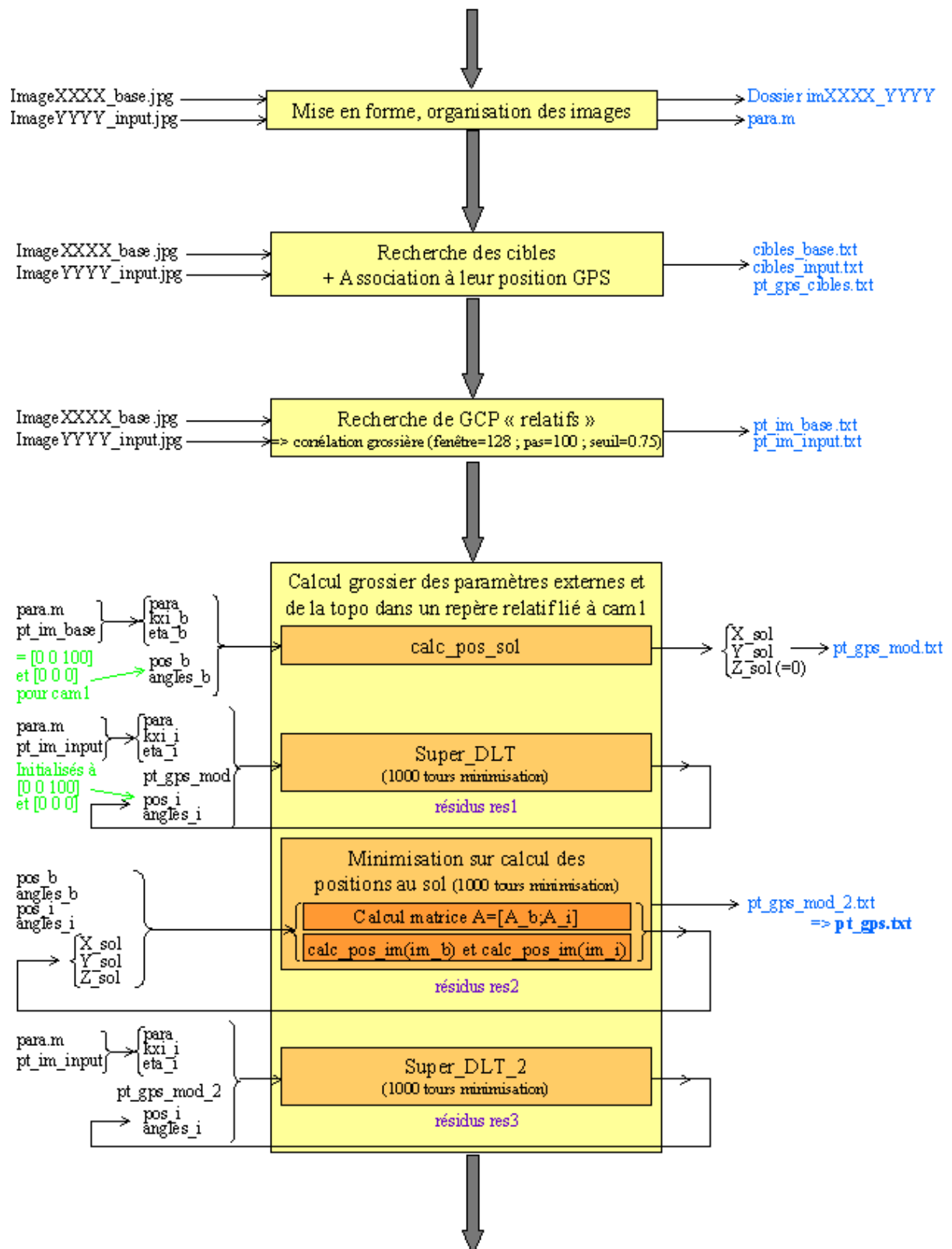
IXSEA OCTANS SubSea

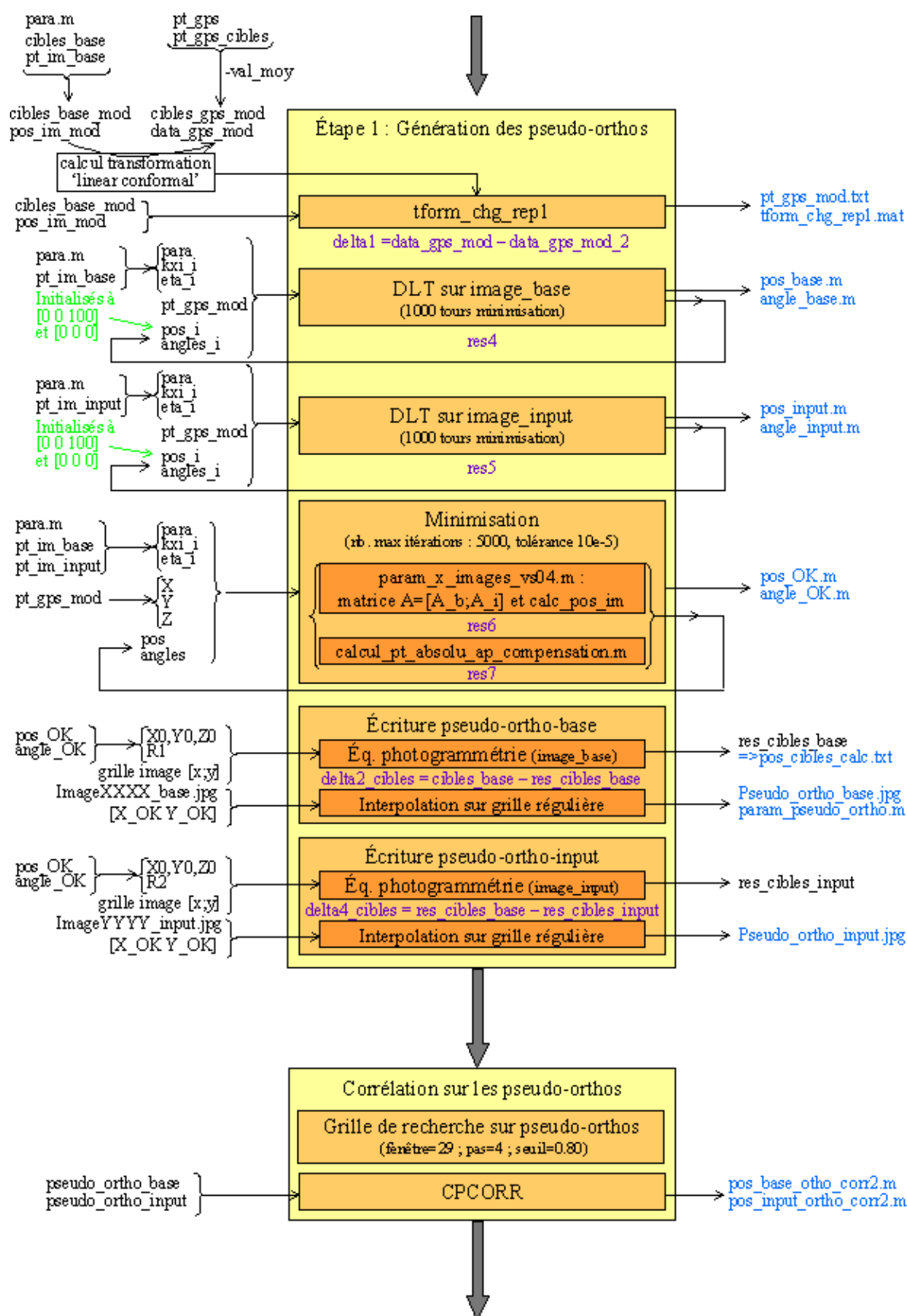
Dim : Ø 179 x h 318 (mm)

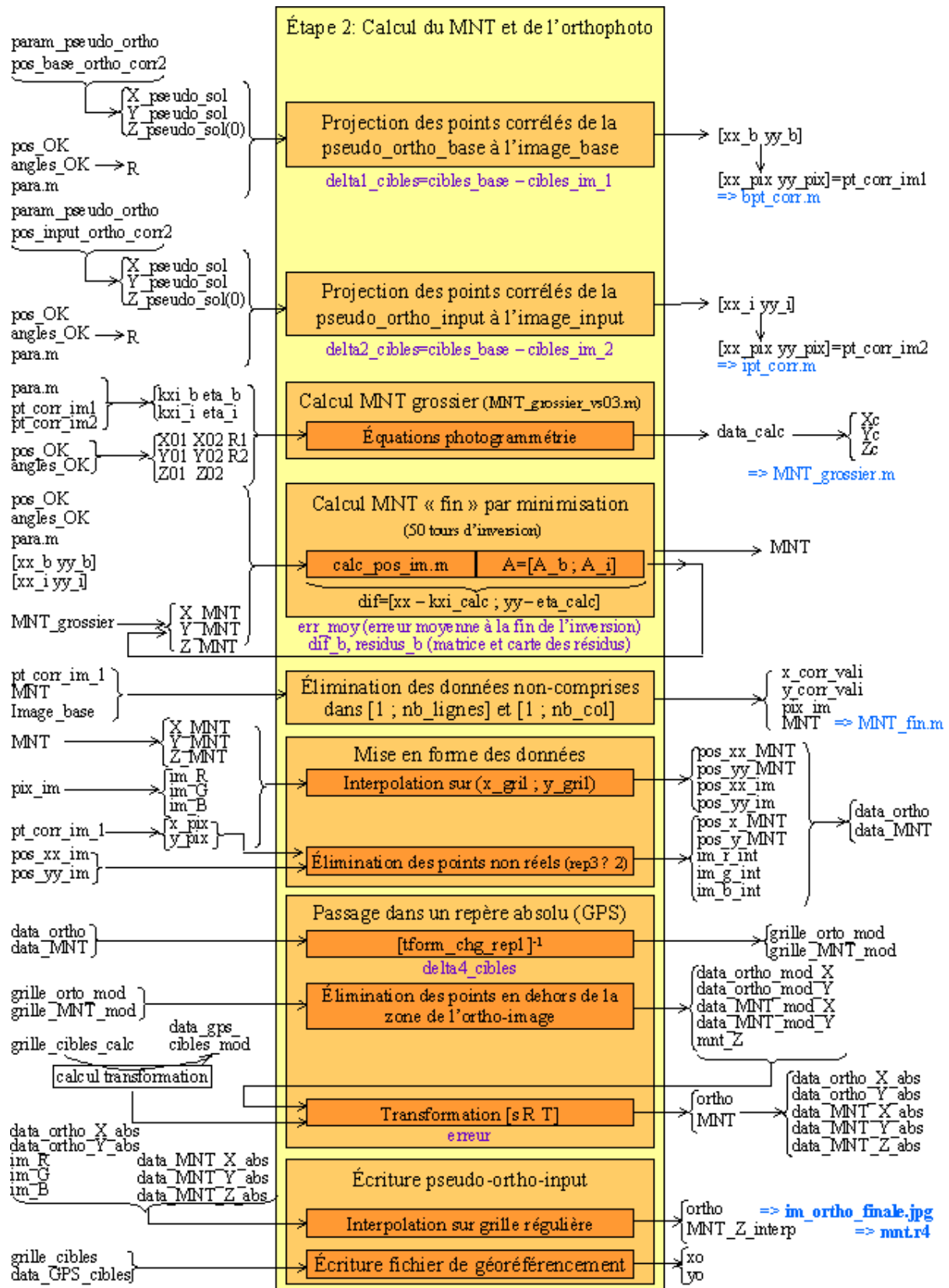
Poids air : 9kg , Poids eau : 2kg

Sondeur multifaisceaux Reson Seabat 8101		Profondeur (m)															
		5		10		15		20		25		30		40		50	
Dimension empreinte (m)		Long	Trans	Long	Trans	Long	Trans	Long	Trans	Long	Trans	Long	Trans	Long	Trans	Long	Trans
Angle d'incidence (°)																	
0		0,13	0,13	0,26	0,26	0,39	0,39	0,52	0,52	0,65	0,65	0,79	0,79	1,05	1,05	1,31	1,31
10		0,13	0,13	0,27	0,27	0,40	0,40	0,53	0,54	0,66	0,67	0,80	0,81	1,06	1,08	1,33	1,35
20		0,14	0,15	0,28	0,30	0,42	0,44	0,56	0,59	0,70	0,74	0,84	0,89	1,11	1,19	1,39	1,48
30		0,15	0,17	0,30	0,35	0,45	0,52	0,60	0,70	0,76	0,87	0,91	1,05	1,21	1,40	1,51	1,75
40		0,17	0,22	0,34	0,45	0,51	0,67	0,68	0,89	0,85	1,12	1,03	1,34	1,37	1,78	1,71	2,23
50		0,20	0,32	0,41	0,63	0,61	0,95	0,81	1,27	1,02	1,58	1,22	1,90	1,63	2,54	2,04	3,17
60		0,26	0,52	0,52	1,05	0,79	1,57	1,05	2,10	1,31	2,62	1,57	3,14	2,09	4,19	2,62	5,24
70		0,38	1,12	0,77	2,24	1,15	3,36	1,53	4,48	1,91	5,60	2,30	6,72	3,06	8,96	3,83	11,21
80		0,75	4,37	1,51	8,73	2,26	13,10	3,02	17,46	3,77	21,83	4,52	26,19	6,03	34,92	7,54	43,65
Largeur de fauchée (m)		17		35		52		69		87		104		139		173	
Ouverture angulaire longitudinale des faisceaux (°)					1,5												
Ouverture angulaire transversale des faisceaux (°)					1,5												
Secteur angulaire couvert par la fauchée (°)					120												

A.3/ Organigramme détaillé de la chaîne de traitement par stéréophotogrammétrie







A.4/ Calculs complémentaires pour le TLS

A.4/ 1- Résolution au sol du nuage de points

Comme nous l'avons évoqué au chapitre II.3, la résolution au sol du nuage de points dépend de plusieurs paramètres d'acquisition et de terrain : résolution angulaire, hauteur du scanner, pente, distance de mesure. Les graphiques ci-dessous montrent l'influence de ces différents paramètres sur les résolutions verticales et horizontales (Fig. A.1, A.2 et A.3).

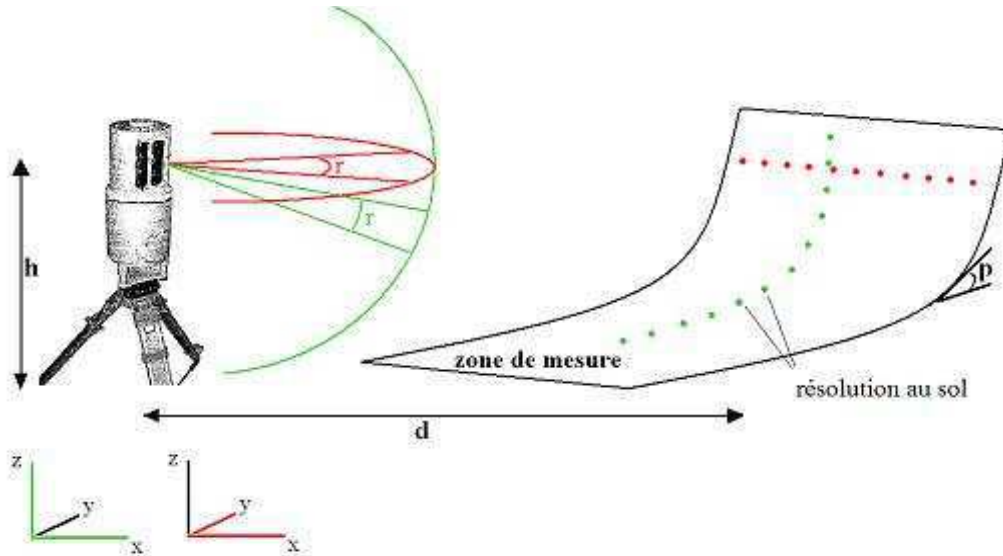


Figure A.1 : Résolution au sol en fonction des paramètres du terrain. Résolution verticale (points verts) suivant le plan (x,z) en fonction de la résolution angulaire r_v , de la hauteur du scanner h , de la pente locale du terrain p et de la distance au scanner d . Résolution horizontale (points rouges) suivant le plan (x,y) en fonction de la résolution angulaire r_h et de la distance au scanner d .

- **Résolution horizontale (Rh)**

$$R_h = 2d \cdot \sin(r_h/2)$$

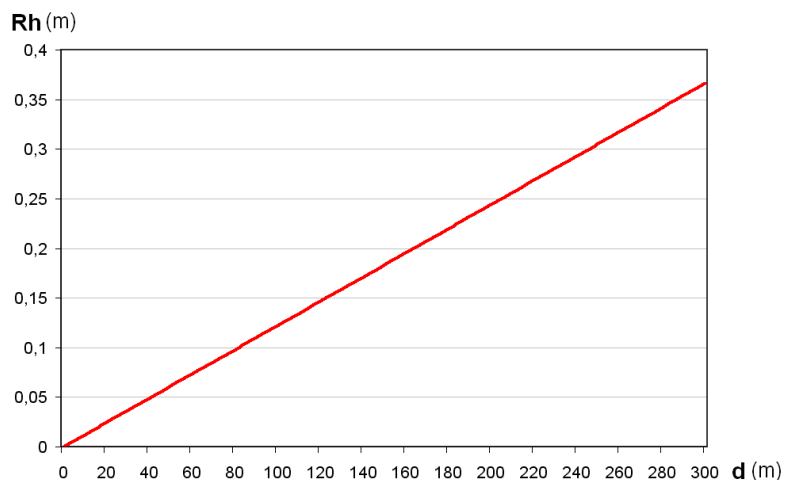


Figure A.2 : Variation de la résolution horizontale au sol R_h en fonction de la distance d , pour une résolution angulaire $r_h = 0.07^\circ$.

- **Résolution verticale (Rv)**

$$R_v = \frac{-d \cdot \sin(r_v/2)}{\sin[r_v - p - \arcsin(h/d)]}$$

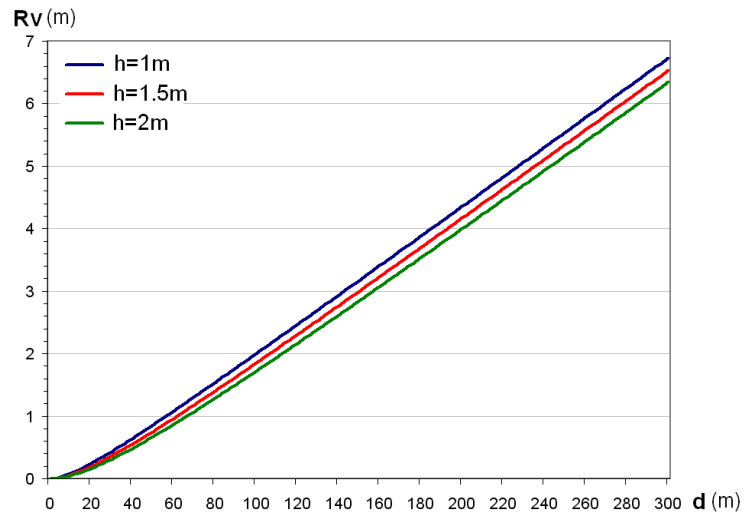


Figure A.3 : Variation de la résolution verticale au sol R_v en fonction de la distance d , pour une résolution angulaire $r_v = 0.07^\circ$, une pente locale de 3° et différentes hauteurs de scanner h .

A une résolution angulaire donnée, la résolution horizontale augmente linéairement en fonction de la distance. En revanche, de nombreux paramètres interviennent dans la résolution du balayage vertical. De manière générale, la forte augmentation de cette résolution est conditionnée par l'augmentation de la rasance des faisceaux. Plus le scanner sera placé en hauteur, plus la surface scannée sera verticale, plus fine sera la résolution.

A.4/ 2- Traitement de l'intensité du signal retour

Nous avons également mentionné précédemment que l'intensité du signal retour dépend elle aussi de la distance du point mesuré, de l'inclinaison de la pente, et de la nature du terrain (Fig. A.4). En s'affranchissant de la distance (Fig. A.5) et de l'inclinaison (Fig. A.6), les variations résiduelles d'intensité doivent rendre compte de la nature du terrain (Chauve *et al.*, 2007). Les calculs sont effectués sur des nuages de points "allégés" afin d'optimiser le temps de traitement. Autour de la mise en station, un biais dû aux paramètres instrumentaux du TLS induit une faible intensité de retour (Fig. A.4). Si l'on exclut ce biais, les données d'intensité corrigée (Fig. A.6) permettent de distinguer les zones de sable sec, humide et mouillé. Ce type de calcul pourrait s'avérer utile dans une perspective de classification.

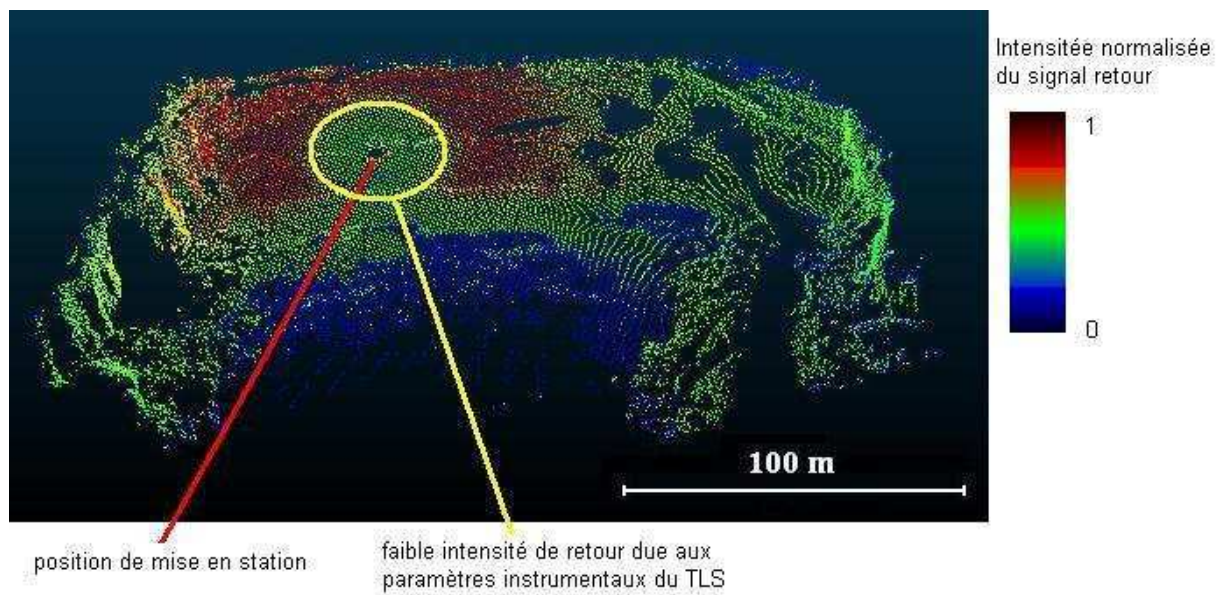


Figure A.4 : Intensité normalisée du signal retour sur un nuage de points correspondant à une mise en station, avec un nombre de points réduit pour alléger les temps de calcul.

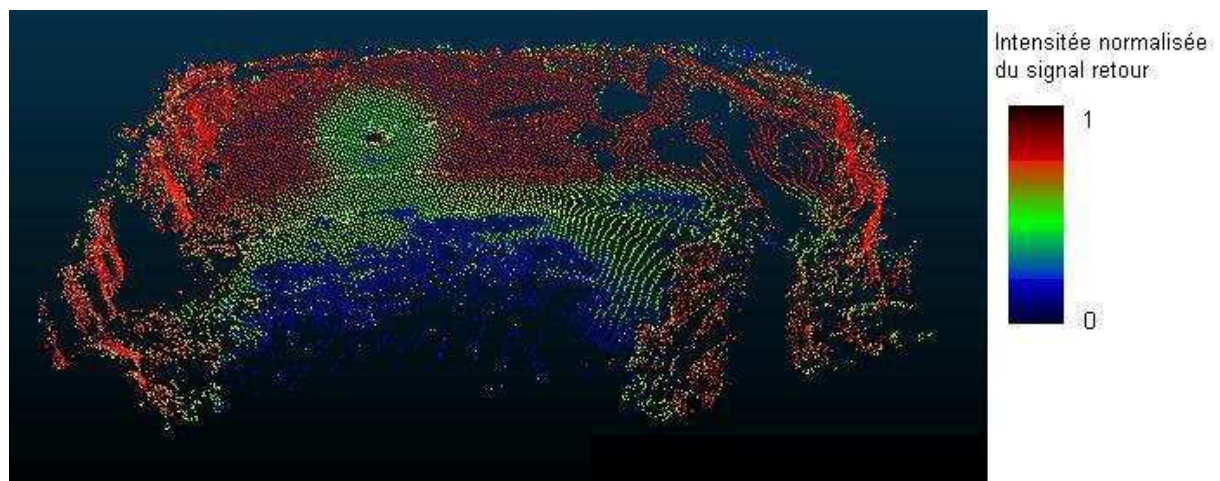


Figure A.5 : Intensité normalisée du signal de retour et corrigée des effets de la distance de mesure.

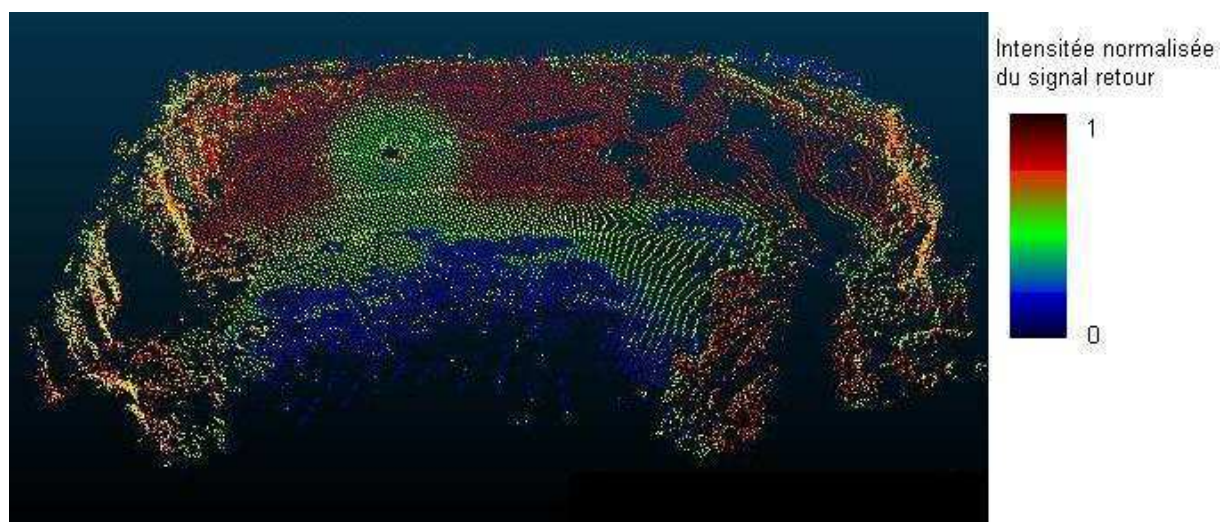


Figure A.6 : Intensité normalisée du signal de retour et corrigée des effets de la distance de mesure et des pentes importantes au niveau des falaises.

A.4/ 3- Evaluation de l'erreur instrumentale et de l'erreur de recalage

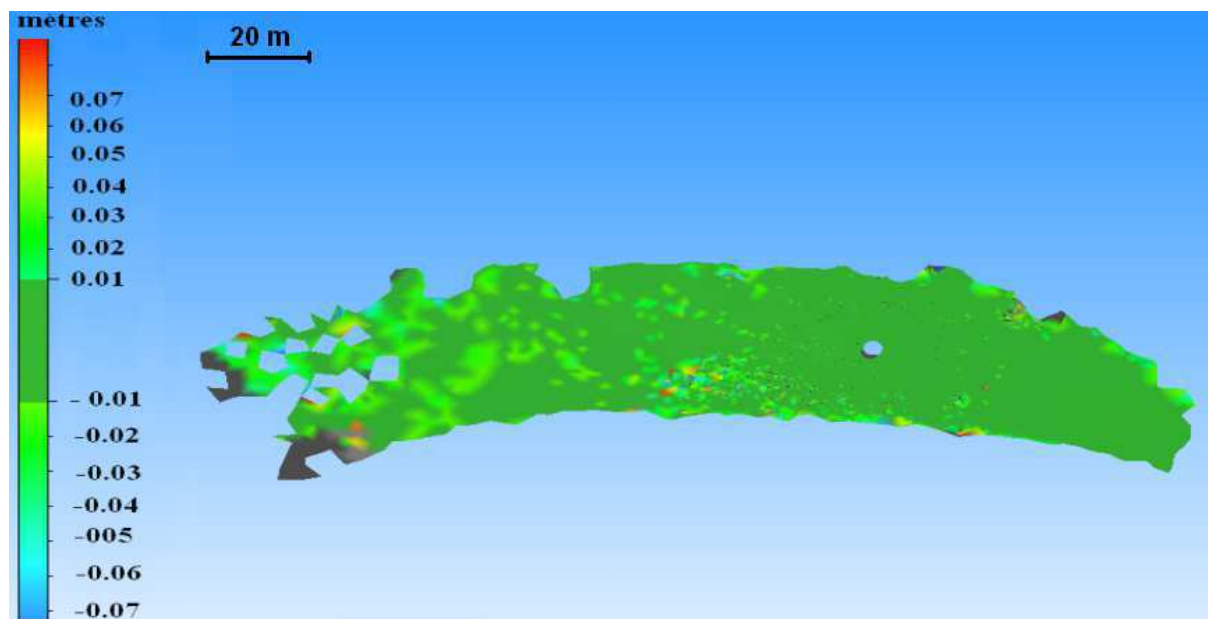


Figure A.7 : Différentiel entre deux MNT générés à partir de nuages de points avec les mêmes cibles au sol dans le cadre du test pour la détermination de l'erreur instrumentale.

Un test de répétabilité des mesures a été mis en place afin d'estimer l'erreur instrumentale. Lors d'une mission, nous avons effectué deux scans depuis deux positions distantes de quelques mètres, avec les mêmes cibles au sol. L'erreur maximale entre les deux nuages de points est de l'ordre de +/- 1 cm. Pour appuyer cette comparaison, nous avons généré deux MNT différents sur une partie plane de la zone de test. Le différentiel issu de ces deux MNT montre une erreur faible de l'ordre du centimètre sur la quasi totalité de la zone (Fig. A.7). Des différences plus importantes (+/- 2 cm) sont présentes dans des zones rocheuses et sont dues à l'interpolation. Ainsi, nous avons pu déterminer l'erreur uniquement instrumentale, qui est de l'ordre de +/-1 cm sur l'ensemble de la zone couverte par le TLS.

Le facteur déterminant dans l'erreur finale de cette technique de mesure est le géoréférencement des cibles. En effet, l'erreur de mesure sur la position des cibles est répercutée lors du recalage du nuage de points dans un repère global. Cette erreur se traduit par la translation ou/et la rotation du nuage de points lors du recalage.

Un biais en translation est indépendant de la distance au scanner et relativement facile à corriger. En revanche, pour un point donné, l'erreur due à la rotation du nuage est fonction de l'éloignement du point par rapport au centre de rotation. Ainsi, plus le point mesuré est éloigné, plus sa barre d'erreur est importante (Fig. A.8). Ce type de biais peut induire des erreurs non-négligeables (jusqu'à +/-10 cm pour un point situé à environ 100 m). En pratique, l'augmentation du nombre de cibles et leur espacement contribuent à réduire cet effet. Par exemple, dans la situation illustrée par la Figure A.8, l'erreur de +/-10 cm pour un point à 100 m et des cibles espacées de 20 m est réduite à

+/-6 cm pour des cibles espacées de 40 m. Il faut donc, lors de l'acquisition, trouver la juste mesure pour l'éloignement des cibles : assez éloignées afin de réduire l'erreur mais suffisamment proche pour rester distinctes sur le nuage de points (en pratique, de l'ordre de 30 à 80 m).

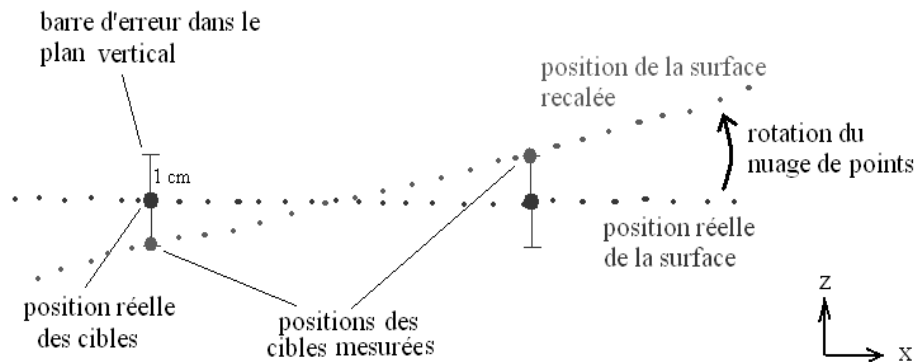
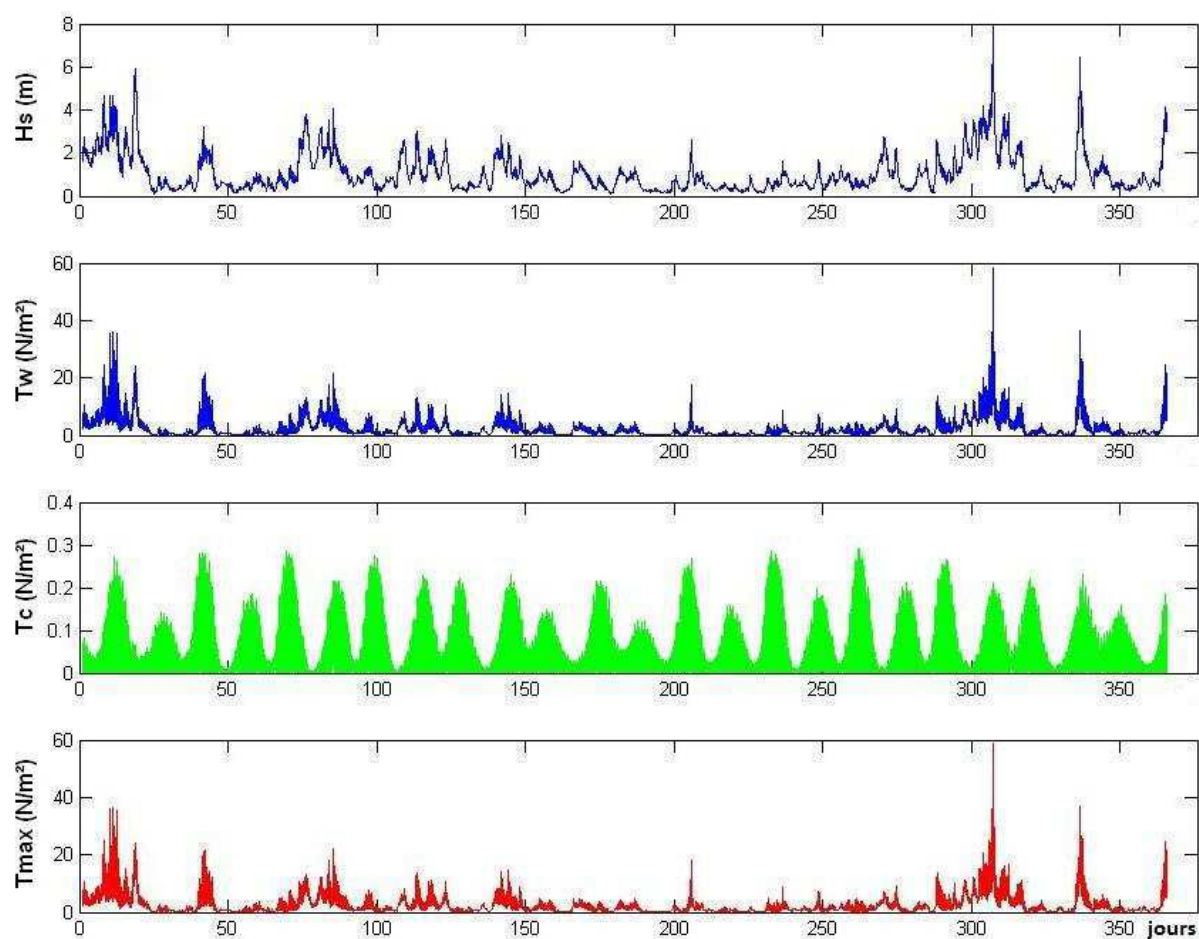


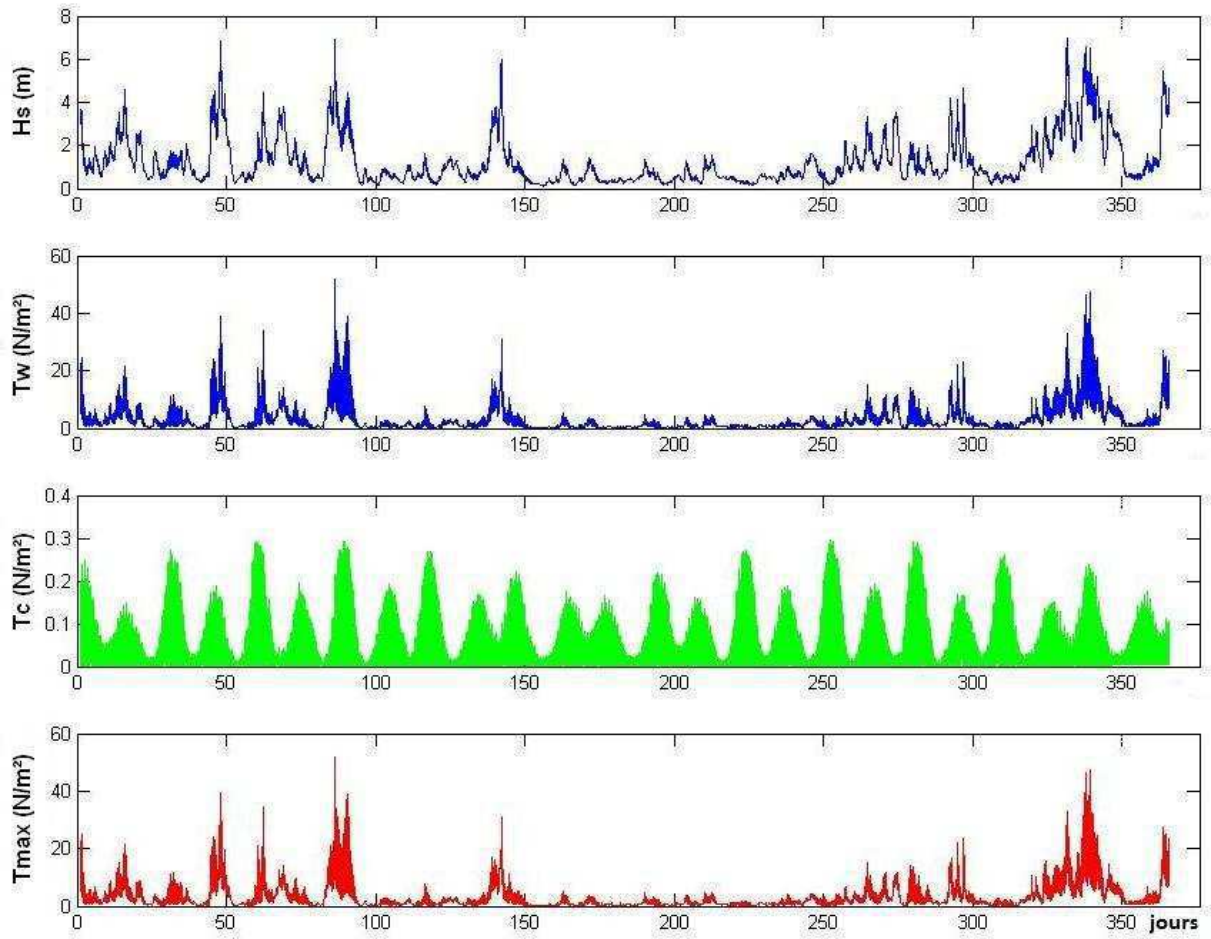
Figure A.8 : Biais en rotation lors du recalage du nuage de points. Exemple simple dans le plan vertical, avec deux cibles dont la position est mesurée à +/-1 cm.

A.5/ Forçages hydrodynamiques à Porsmilin de 2005 à 2010

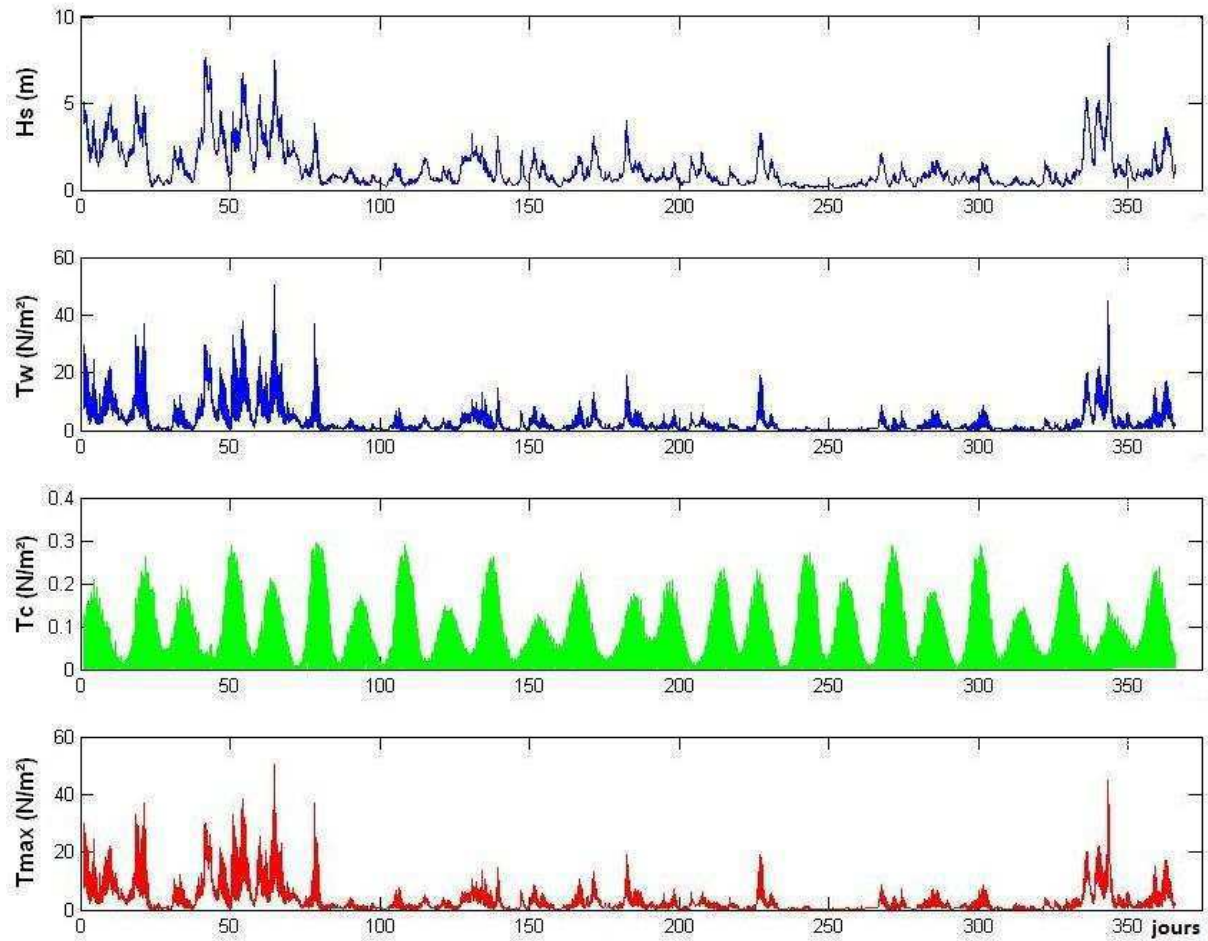
2005



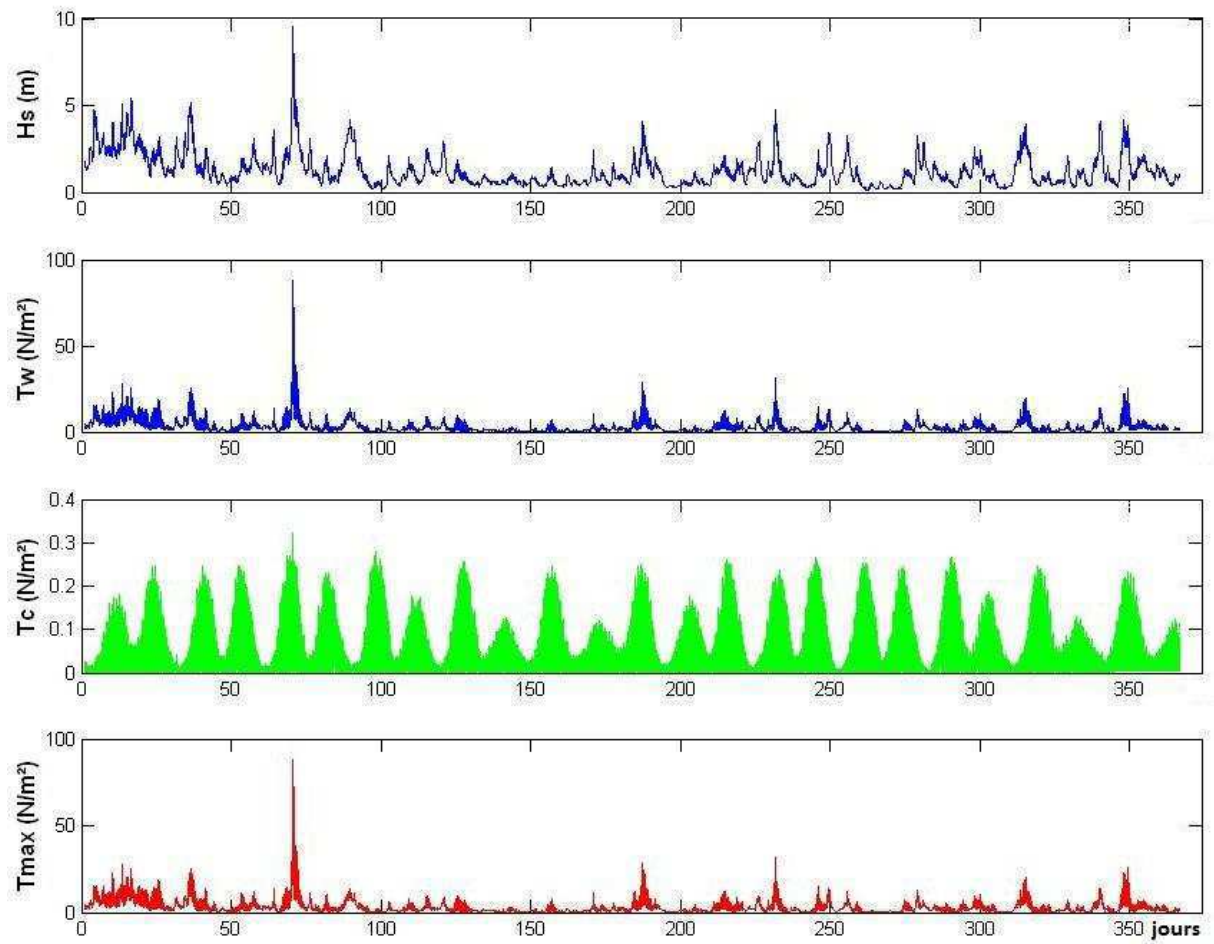
2006



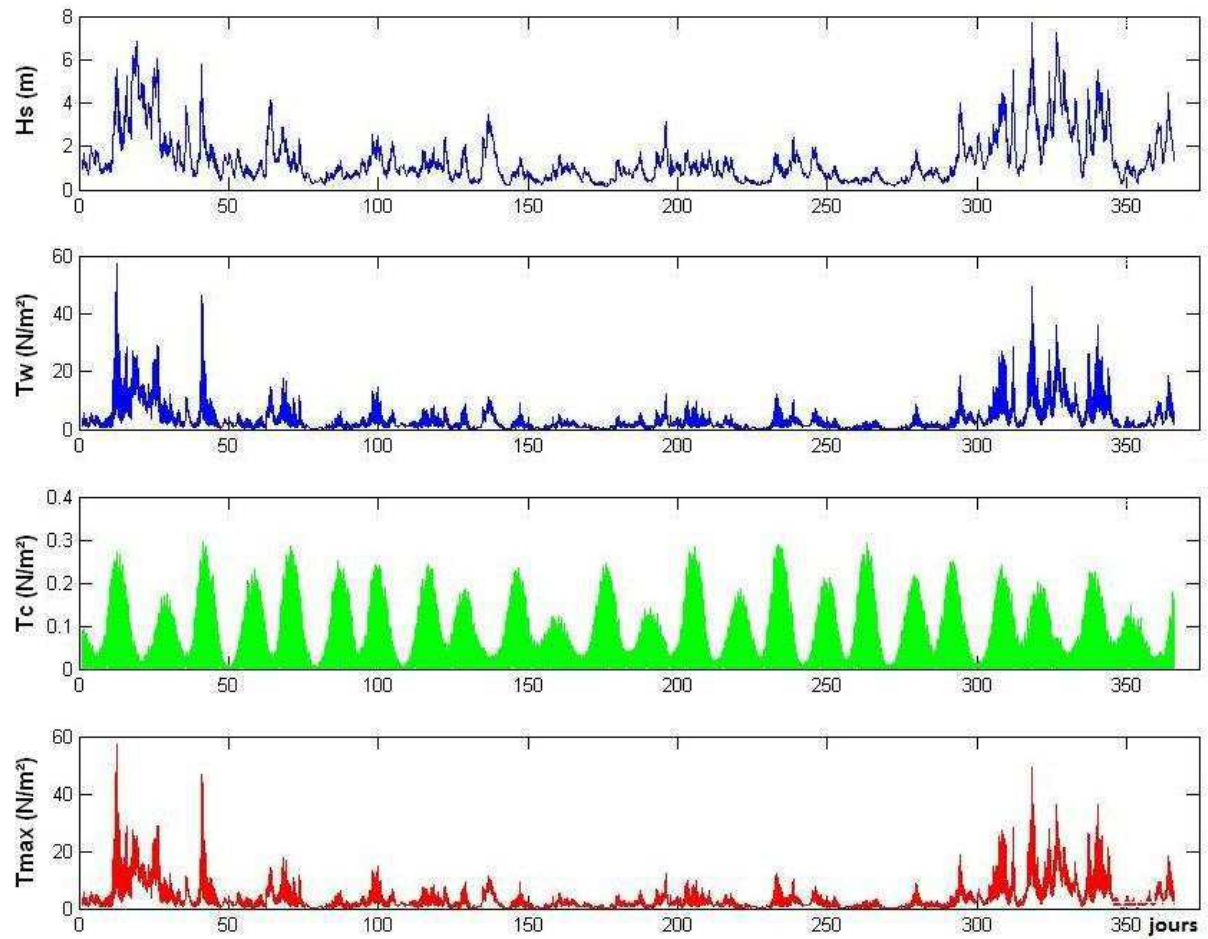
2007



2008



2009



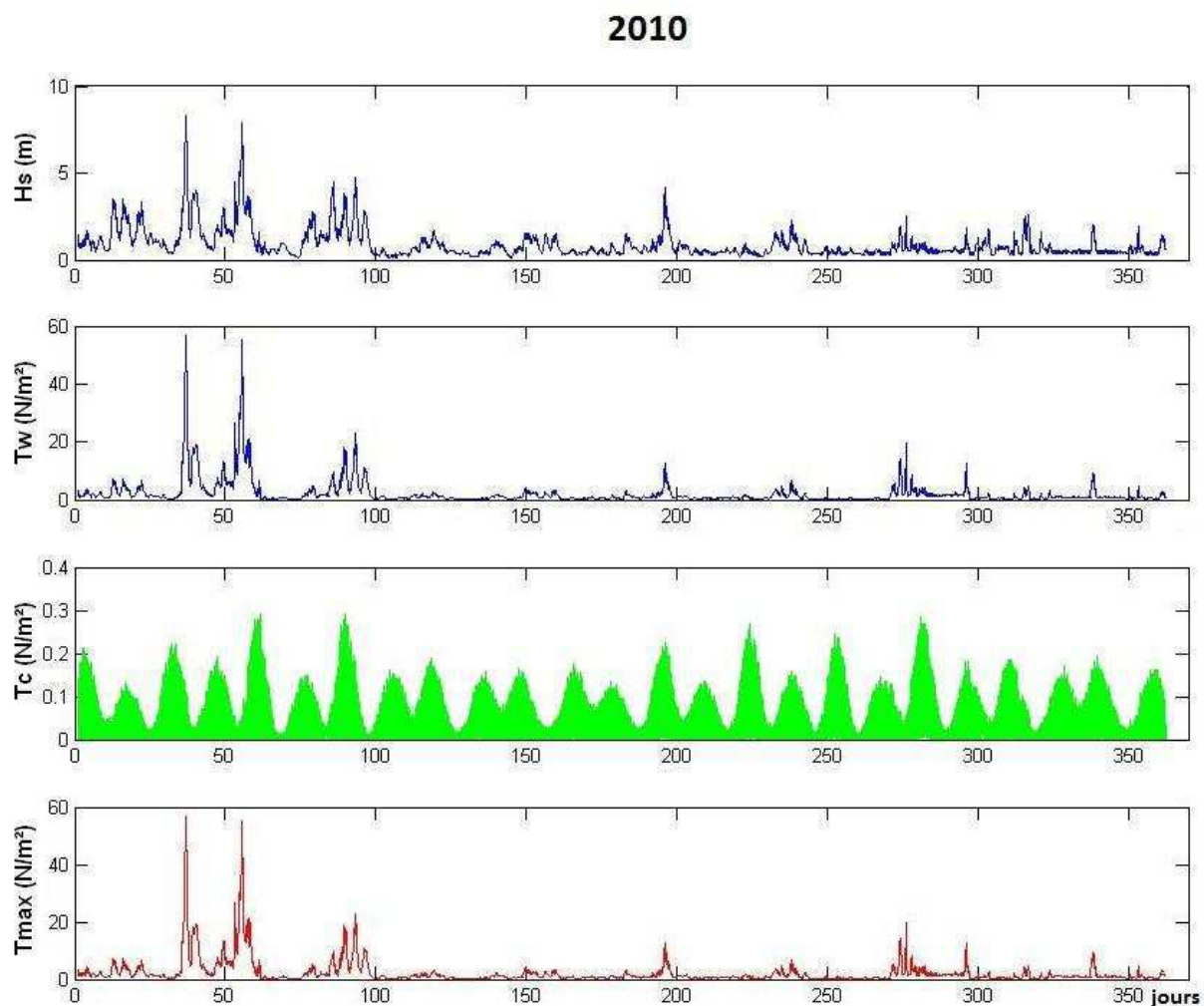


Figure A.9 : Evolution temporelle de 2005 à 2010 des contraintes de cisaillement au point P induites par les vagues seules (T_w), les courants seuls (T_c)(avec un zoom sur le jeu de données de 2005), la contrainte moyenne (T_m) et la contrainte maximale (T_{max}) engendrées par l'interaction houle-courant.

A.6/ Accès à la donnée

Afin de gérer au mieux le parc instrumental et de mettre en valeur les données acquises, les collaborateurs des laboratoires Domaines Océaniques (UMR 6538 - IUEM), Geomer (UMR 6554 LETG - IUEM) et le Laboratoire de Sciences de la Terre de l'Université Claude Bernard (UMR 5570 - Lyon 1) se sont fédérés dans un "Pôle Image".

Pour faciliter la communication et l'échange d'informations au sein de l'équipe, un serveur de documents pour les projets, le "Pole_Image_Doc" a été conçu (Fig. A.10). Cette plate-forme s'est vue compléter par un portail web public pour le partage de l'information.

A.6/ 1- "Pôle Image Doc"



Figure A.10 : Ecran d'accueil du serveur de documents pour les projets : "Pôle Image Doc".

Le déroulement d'un projet génère un grand nombre d'informations qui retracent « l'histoire » du projet sous ses différents aspects. La collecte et l'actualisation systématiques de ces informations sont des conditions *sine qua non* de la bonne marche de ce projet. Toutes les informations sont consignées dans des documents d'ordre technique ou administratif qui doivent être disponibles et accessibles rapidement pour tout acteur du projet. Il est donc nécessaire d'élaborer une méthodologie rigoureuse pour identifier les documents, en gérer l'actualisation et la diffusion, et les archiver. Telle est la vocation du POLE IMAGE DOC.

A.6/ 2- Portail du Pôle Image

Le Portail du Pôle Image est une application s'attachant à valoriser des données de télédétection sous-marines, terrestres, aériennes et satellitaires pour la recherche, l'observation et l'enseignement.

Ce service de mise en ligne d'informations géographiques regroupe à l'heure actuelle des données topographiques, bathymétriques et photographiques et devrait s'enrichir prochainement de données sismiques et thermiques. Les données sont organisées en couches, chaque couche correspondant à un système d'acquisition : TLS, DRELIO, SMF...

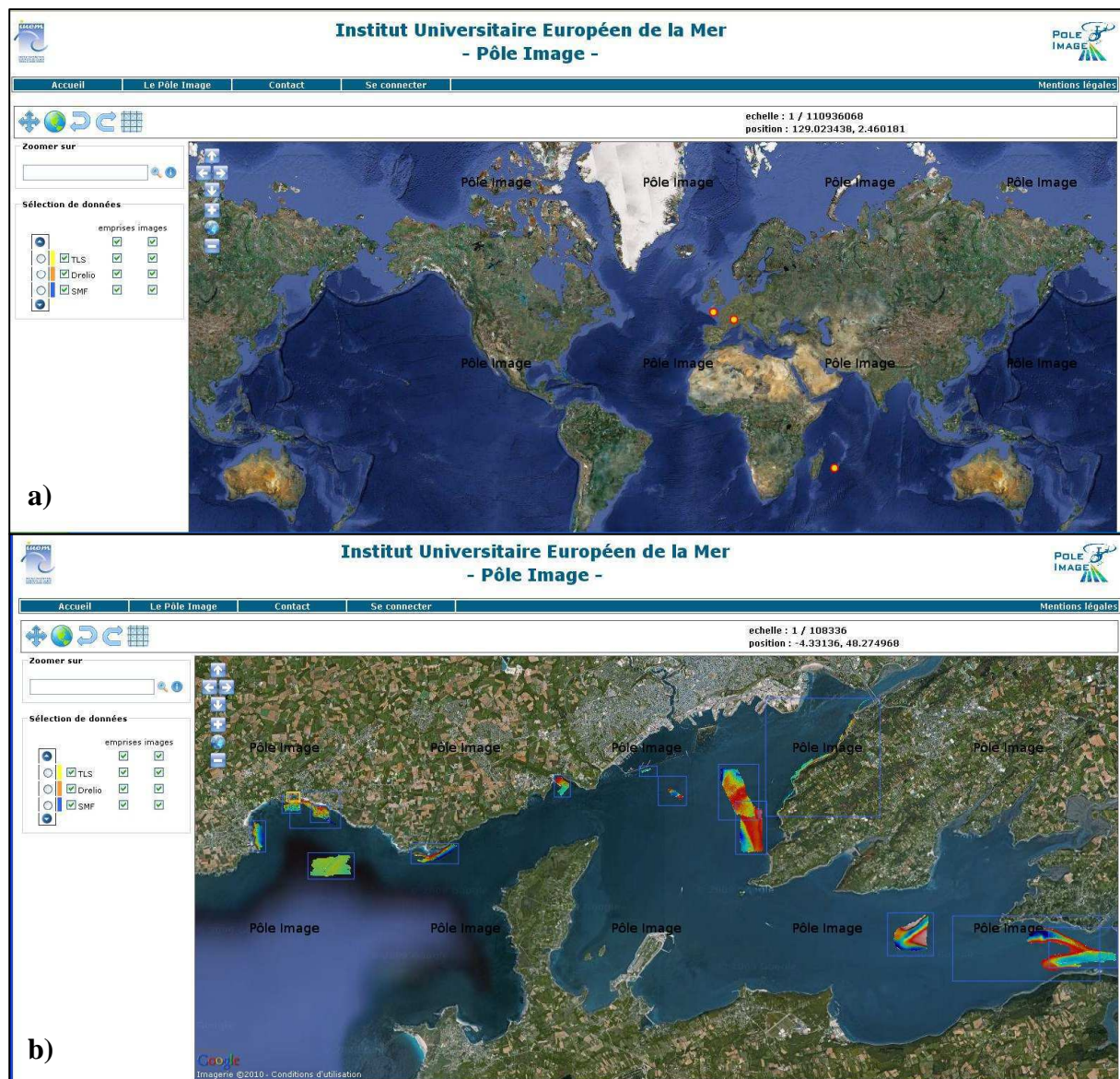


Figure A.11 : a) Ecran d'accueil du portail web public du Pôle Image. - b) Affichage écran après un zoom sur le chantier "Rade de Brest-Mer d'Iroise".

Lorsqu'il se connecte, l'utilisateur voit s'afficher une carte du monde où apparaissent les principaux chantiers du Pôle Image (Fig. A.11). En haut de l'écran un bandeau regroupe les principaux outils (déplacement, retour à une vue globale, à la vue précédente/suivante, affichage d'un carroyage...) et indique l'échelle de visualisation et la position du curseur.

A gauche de l'écran, un menu de *Sélection de données* répertorie les couches disponibles et permet, pour chaque couche, de choisir d'afficher la zone d'emprise des données et/ou une image représentant le résultat obtenu après traitement de ces données (Fig. A.12).

Pour accéder à une zone, plusieurs options s'offrent à l'utilisateur :

- Entrer le nom de la zone dans l'outil de recherche
- Zoomer manuellement avec l'outil de zoom et se déplacer avec les flèches ou l'outil de déplacement.
- Cliquer sur le figuré du chantier

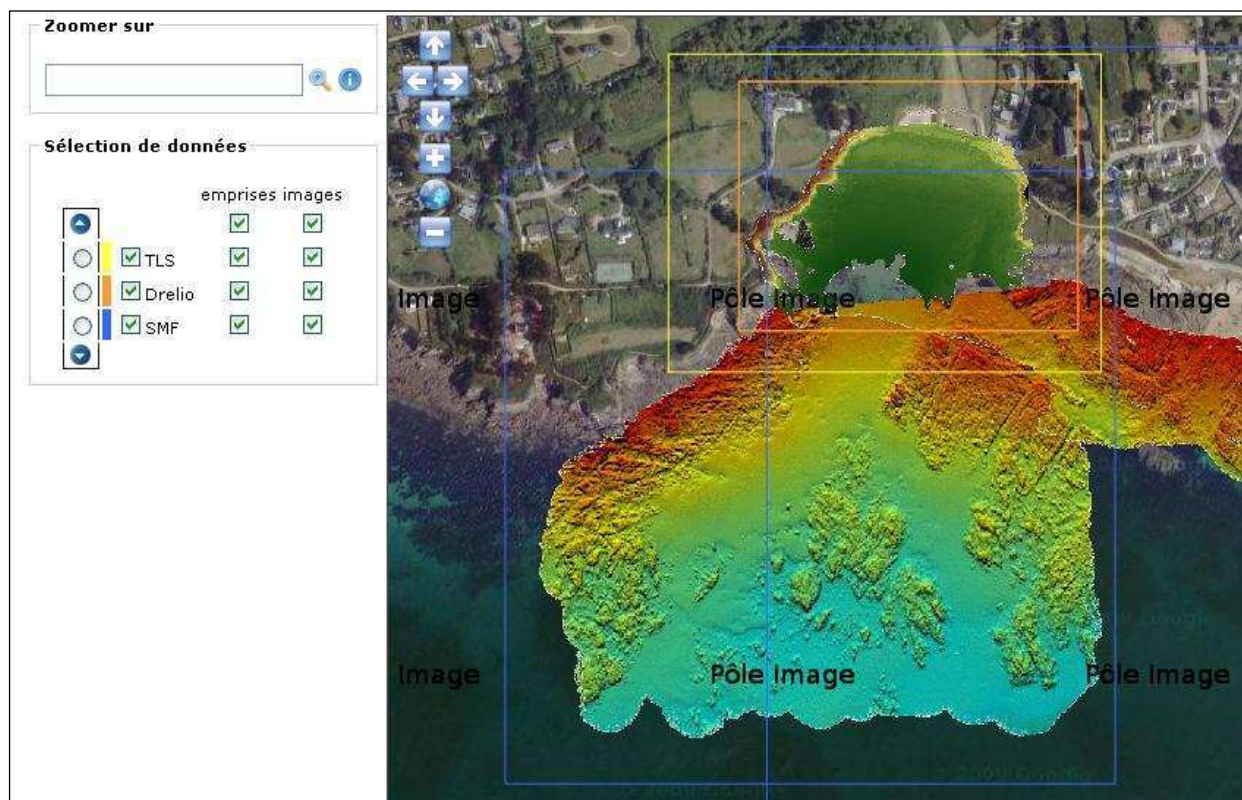


Figure A.12 : Affichage sur le chantier "Porsmilin" des couches TLS, Drelia et SMF avec leurs zones d'emprise (respectivement en jaune, orange et bleu).

A.7/ Article : "DRELIO: An Unmanned Helicopter for Imaging Coastal Areas"

Le drone hélicoptère DRELIO et la méthode de restitution de la topographie par photogrammétrie ont été présentés lors de l'*International Coastal Symposium* (ICS) à Lisbonne en Avril 2009. Dans le cadre de ce congrès, un article a été publié dans la revue *Journal of Coastal Research* (Special Issue 56 - pp. 1489-1493).

DRELIO: An unmanned helicopter for imaging coastal areas

C. Delacourt †, P. Allemand ‡, M. Jaud. †, P. Grandjean ‡, A. Deschamps †, J. Ammann †, V. Cuq ∞, and S. Suanez ∞

†IUEM - UBO - CNRS UMR6538
Université de Brest, Plouzané
29280, France
Christophe.delacourt@univ-brest.fr

‡ Université de Lyon, 69662
Villeurbanne, France
UMR5570 CNRS, Université Lyon1
et ENS-Lyon, Villeurbanne 69622,
France

∞ †IUEM - UBO - CNRS UMR GEOMER
Université de Brest, Plouzané
29280, France



ABSTRACT

DELACOURT, C., ALLEMAND, P., JAUD, M., GRANDJEAN, P., DESCHAMPS, A., AMMANN, J., CUQ, V., and SUANEZ, S., J., 2009. DRELIO: An Unmanned helicopter for imaging coastal areas, SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium), pg – pg. Lisbon, Portugal, ISBN

Very high spatial resolution remote sensing images and Digital Elevation Models (DEM) are widely used in coastal management applications. For example, they are used for the quantification of morphosedimentary changes of the coastal fringe, including cross-shore and longshore sediment transport. They are also used as input in hydrodynamics numerical modelling. Spatial resolution, precision and accuracy are critical parameters of the DEM. Presently, most of DEM are built using aerial or satellite images with a spatial resolution coarser than 50cm is not accurate enough for most of applications. An unmanned photogrammetric helicopter (DRELIO) has been developed. It is equipped with an autopilot system. After loading the flight plan, no ground communications are needed from take off to landing. The fly altitude can reach 100m above the ground. DRELIO can operate in windy conditions up to 50km/h and it is able to make stationary flights. A reflex camera with high quality interchangeable optics is onboard. Depending on the focal length and flying altitude, the resolution of the images varies from 1 to 5 cm with a ground coverage of 50 by 75m up to 250 by 375m. Due to specific flight conditions and image acquisitions, a photogrammetric toolbox has been developed. Using stereoscopic images and GPS positioning of reference points on the images, it allows to build DEM and an orthorectified image with a spatial resolution better than 5 cm. In this study, we present an example of an acquisition realized on the beach of Porsmullin (French Brittany) and we discuss the precision and accuracy obtained by this method.

ADDITIONAL INDEX WORDS: DEM, Photogrammetry

INTRODUCTION

Coastal monitoring is considered as a major challenge to anticipate the response of coastal hazards on coastal risks (Ruggiero *et al.*, 2000; Rieb and Walker, 2001). Moreover, survey of coasts provides a useful help for management regarding of coastal defence, land use and planning (Hamm *et al.*, 2002; Meur-Férec *et al.*, 2008). Furthermore, to be fully successful, Integrated Coastal Management (ICM) programs, must explicitly incorporate a realistic range of coastal processes and responses based on a physical environment understanding by the use of surveys (Solomon and Forbes, 1999). Remote sensing is widely used in coastal studies. In oceanic and coastal domains, remote sensing techniques are the only practical methods able to cover large areas (Dekker *et al.*, 2001). Until now, most of the remote sensing studies on such areas are based on satellite images. However, coastal monitoring needs some requirements which can actually not be obtained from optical satellite data. In cloudy areas, ground and water surface cannot be observed. Despite recent improvements in spatial resolution, this resolution remains too low for some phenomena (for example hydrologic phenomena) that would require a spatial resolution better than 50 cm. At last, time revisit is totally dependant on satellite orbits. These limitations can be partly overcome using aerial platforms that could supply data with a spatial resolution better than 50cm (Casson *et al.*, 2005). Another advantage of the aerial technique is the stereoscopic

acquisition which can supply DEM with submetric accuracy. Additionally to multitemporal aerial images, which allow to determine 2D coastal evolution, multitemporal DEMs can be used for 3D monitoring of beach morphology. However, the cost in time and money of a dedicated mission can be prohibitive. Furthermore such a mission requires several days to be organized. To overcome these various constraints, new techniques are prospected. Platforms such as kites, microlights and drones, already used for surveying landslides and erosion slopes (Casson *et al.*, 2005), rivers (Lejot *et al.*, 2007), as well as agriculture (Sugiura *et al.*, 2005) are very promising tools. Such remotely operated platforms are flexible in term of use and can provide repeated surveys over a short period of time. They allow to observe coastal change and to quantify the motions of local features. The new technical challenges include how to increase the resolution of the images and the accuracy of the DEM to allow the survey of smaller geomorphic features (centimetric to decimetric resolution), but also how to repeat image acquisitions over shorter periods of time (weekly to annually) to analyze channel changes, particularly within monitoring surveys of restoration and management projects. Here we present the potential and limitation of an unmanned helicopter developed by our team, called DRELIO for imaging coastal area. An example of acquisition is also presented.

DRELIO

DRELIO system consists in 4 main parts (Figure 1) a) the helicopter b) payload for scientific sensors (camera, video-camera) c) onboard flight control system (FCS, Autopilot, GPS, magnetometer) d) ground control system (GCS) for mission planning and control (computer, ground air data link, joystick, joypad).

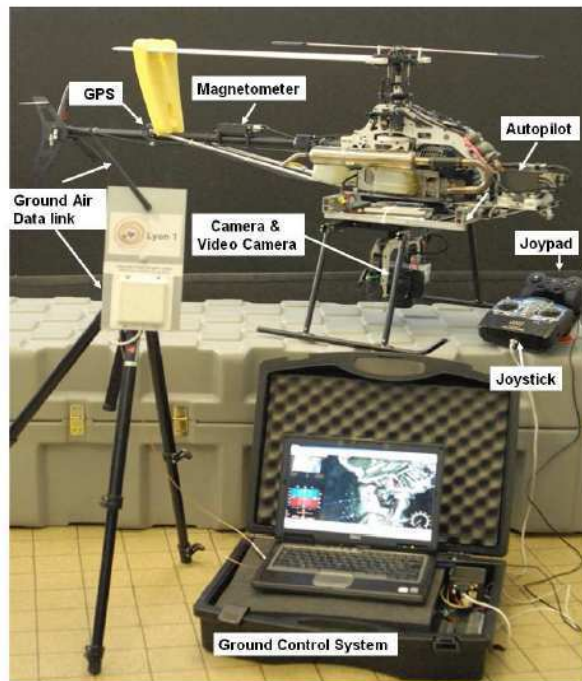


Figure 1 : Technical configuration of DRELIO

The helicopter is a Vario rigidified acrobatic thermic model. Rotation speed of blades has been reduced in order to limit vibrations and to increase flight stability. Despite this limitation, the maximum speed reaches $70\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$. The total weight is 11 kg with an additional payload of 6 kg. In order to protect DRELIO from the corrosive salted water, all wires have been isolated. Under the helicopter a 3D rotation platine is installed. The motion of the platine is either controlled in real time from the ground but it can also be programmed before the mission. As it is linked to a GPS, series of specific photographs can be programmed in order to realize multitemporal comparisons from exactly the same point and angle of view. A video camera transfers in real time the images that are acquired with a very high resolution camera. This video is low resolution but is used only to control the swath coverage during the acquisition. An autopilot is installed. It is connected to a atmospheric pressure sensor, an inertial sensor, a geomagnetic direction sensor and a GPS. DRELIO is thus able of fully automatic takeoff, hovering flight plan following, and landing. Its integrated radio link allows data communication up to 60 km. Once a flight plan is loaded, no ground communications is needed. This extends the range of operation beyond radio reach. Depending on the mode of the autopilot (manual, hovering or

planned flight), manual (Joystick) or semi manual (Joypad) remote controls can be used.

TYPICAL DRELIO MISSION

The missions are planned early in the morning or late in the evening when the sun is just under the horizon. In that case, the light is homogeneous and the lack of shadows allows a good correlation of the stereo-images. Moreover, the period of dawn and twilight are characterized by low wind. If several missions are planned over the same area, they will be done in the same illumination conditions. 0.5 by 0.5m red targets with a 10 cm wide cross in their center are disposed on the ground. The target density is adjusted in such a way that 8 targets at least will be visible on the images. The exact location of the center of targets is measured by DGPS with a centimetric precision.

The flight plan of DRELIO is then programmed in the autopilot software. The flight plan is made up of the position of the image acquisition points, the DRELIO landing location, the velocity of DRELIO between two points, the emergency landing site in case of link break-off between the station and the Helicopter. DRELIO flight altitude usually ranges from 50 to 200m above the ground. Therefore with 50mm focus zoom, pixel size is around 2cm.

DELIO is verified according a check list. Both mechanical, electronic and image systems are checked and verified. Then, the engine is started up. After the heating of the engine, the mission is launched by a start up order given to the software. At every moment, the flight can be controlled from a manned remote control if a problem is detected.

After the flight, the images are transferred from the camera to a computer in order to be inspected. If the quality of the images is sufficient, the mission is over.

DEM PROCESSING STEPS

Digital Elevation Models (DEMs) can be derived using photogrammetric techniques applied on two images, called a stereoscopic pair, that are acquired over the same area from different view angles. This technique requires knowledge of the optical characteristics of the camera, which are called "internal parameters", and knowledge of the position and orientation of the camera at the time of acquisition, called "external parameters". The internal parameters of the camera are known either from the camera manufacturer or by measuring them before the mission. These parameters are the focal distance of the lens (c), the principal point coordinates in the image system (η_0, ξ_0) , which is the projection of the optical axis on the image, and the distortion parameters of the lens (Kasser and Egels, 2002). The external parameters of the camera are defined for each image. They are (a) the coordinates (X_0, Y_0, Z_0) of the principal point of the camera and (b) the orientations (ω, ϕ, κ) of the line of sight of the camera (Figure 2). These parameters can be defined in either a projected or geographic reference frame.

Deriving a DEM from stereoscopic images acquired by DRELIO is realized using the methods that are similar to those

used to derive DEM from classical airborne missions, even if the calculation is more difficult. The first problem is to control and obtain precise image acquisition parameters. In terms of altitude and orientation, the flight of DRELIO is not as stable as that of a plane. Moreover, the technical constraints in these cases do not permit the drone to be equipped with precise positioning equipment. As a result, the external parameters of each image are poorly defined. The precision on these parameters can be increased using the ground control points (GCP). These points are identified by the red targets lying on the ground during acquisitions. They are geo-located by differential GPS with a precision of few centimeters. Using the absolute locations of these points and their positions on the images, minimization methods have been developed to increase the accuracy of the external parameters. This accuracy is fundamental because it determines the quality of the DEM in the absolute reference frame.

Only commercial digital reflex camera is used on DRELIO due to cost and weight. To optimize the missions and to reduce the number of images necessary to cover a given zone, lenses with a focal length smaller than or equal to 35 mm are used. These lenses maximize the swath coverage. However they are affected by optical distortions larger than those from photogrammetric cameras, which tend to use lenses with a focal length larger than 135 mm (Kasser and Egels, 2002). The distortion, which is the difference of geometry between a perfect lens and a real one, can reach more than 5 pixels on the camera onboard the drone.

The computation chain of a DEM starts by a rough first estimation of the exterior parameters (X_0 , Y_0 , Z_0 , ω , ϕ , κ) of the camera for two stereoscopic images by a direct linear transformation (DLT, Mikhail *et al.*, 2001). If necessary, the focal length and the principal point of the camera can be also specified during this step. These parameters are used to project the two images in neighbouring geometries. The GCPs of which image position has been determined are used to constrain the external parameters using mean squares minimization (Kraus and Waldhäusl, 1994).

In the following step, the position of each point on the first image is associated with the position of the analogous point in the second image. A pair of points that represents an unique object on the two images is called a pair of homologous points. The correspondence between the pixels of the two images is calculated by maximizing a correlation function (Baratoux *et al.*, 2001; Delacourt *et al.*, 2004). For each point of the first image, we obtain three arrays of the same size: the first one contains the shift in X for each pixel between the two images, the second one the shift in Y and the last one the correlation coefficient. Correlation is accepted or rejected according to the correlation coefficient value. If the threshold is too high, the number of accepted correlated points is low but the points are well correlated. If the value of the threshold is too low, the number of correlated points is high but some pairs can be wrong.

At least, the photogrammetric equations are applied to each pair of homologous points to determine their 3D coordinates (Kraus and Waldhäusl, 1994). A last minimization step is applied to determine the 3D coordinates that reduce the distance between the lines of sight of each pixel. The minimized distance between the lines of sight, which should be zero in a perfect case, is a measurement of the DEM precision. Using the resulting DEM, two orthophotos can be computed.

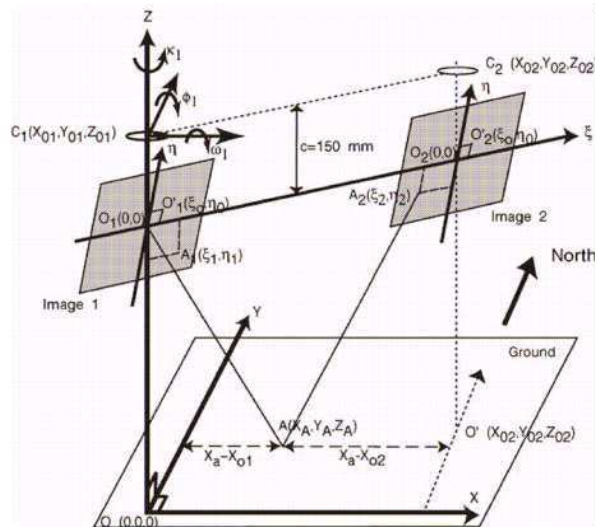


Figure 2 : Reference systems and geometric characteristics of a stereoscopic pair (after Kraus *et al.*, 1979; Jensen, 2000; Casson *et al.*, 2003), where (X, Y, Z) is the absolute reference system with O as its origin; $C_1(X_{01}, Y_{01}, Z_{01})$ and $C_2(X_{02}, Y_{02}, Z_{02})$ are the positions of cameras in the absolute reference system; O_2 is the vertical projection of the second camera on the ground; η and ξ are the axes of the image reference systems; $O_1(0, 0)$ and $O_2(0, 0)$ are the centers of the images; $O_1'(\eta_0, \xi_0)$ and $O_2'(\eta_0, \xi_0)$ are the real intersections between optic axis and film, which are referred to as the principal points; $A(X_A, Y_A, Z_A)$ is a ground point and $A_1(\eta_1, \xi_1)$ and $A_2(\eta_2, \xi_2)$ are the corresponding image points; $(X_A - X_{01})$ is the distance between the A point and the first camera along the X -axis; $(X_A - X_{02})$ is the distance between the A point and the second camera along the X -axis; c is the focal length of the camera and $(\omega_1, \phi_1, \kappa_1)$ are the rotation angles of the first camera.

RESULTS AND DISCUSSION

An example of the products realized using stereo-images is shown on fig 3. These results have been obtained from a mission realized on the Porsmullin beach located in French Brittany. The flight altitude was close to 100m and the focal distance of the camera was 35mm. The swath of the images is 90m with a resolution of 2 cm. A stereo pair of images has been selected. The common covering of the images is close to 60%. A 3cm of resolution DEM has been computed. One image has been draped on this DEM (fig. 3a). The general trend of the topography of the beach is visible on the DEM. The upper part of the beach is flat. The middle part displays a constant slope to the swatch zone which slope is lower. The last part of the profile displays a slope that is similar to the one of the middle part of the profile. Moreover, the DEM has captured small details of the topography. For example a 1m in diameter, 10 cm deep hole is visible on the profiles (fig. 3a and 3c). The validity of these profiles has been estimated comparing them with a profile acquired by DGPS. The deviation between the DGPS data and the DEM computed from the image is less than 3 cm.

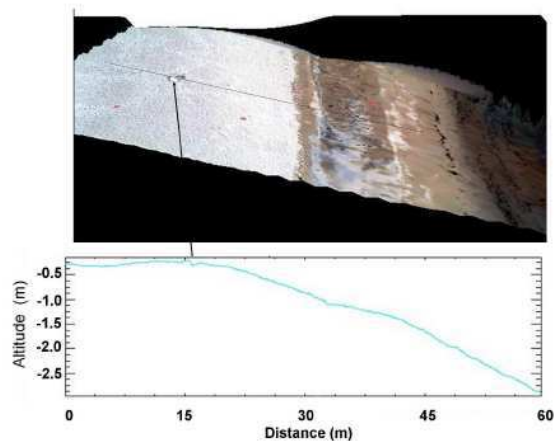


Figure 3: Top: orthorectified image acquired by DRELIO and draped on the DEM derived from 2 stereoscopic images. The black line over the image corresponds to the topographic profile across the beach shown below.

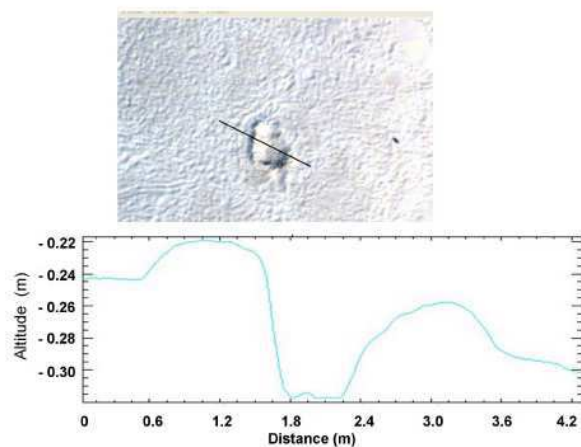


Figure 4: Top: orthorectified image acquired by DRELIO on a sand hole. Footsteps are observed around the hole. The black line over the image corresponds to the topographic profile across the beach presented below.

These results show that the DRELIO system has demonstrated his capabilities for coastal research. The images obtained from DRELIO can be used to derive DEM with a resolution of 3 cm and a precision better than 3cm on 100m by 100m surfaces. The advantage of DRELIO is that it is a very flexible system. Missions can be planned and performed in less than 1 day and results can be then obtained within a few hours. DRELIO is less sensitive to

weather conditions than conventional paramotors drones and can therefore be used almost all the year long.

The main limitation of DRELIO is its positioning that is not accurate enough to derive directly DEM from the flight data. Geo-located targets are needed on the ground. Their installation and the measurement of their position is the most time consuming step of a mission. An upcoming improvement will be to control the flight, setting up an inertial sensor with a sufficient angular and positioning precision to release us from ground target position measurements.

CONCLUSION

Our team has developed DRELIO, an integrated system for the acquisition and the processing of high resolution images of coastal domains. This flexible system can acquire high resolution images, which, after accurate processing, allow to obtain 3cm resolution DEM with accuracy better than 3cm. The potential of the system has not been fully exploited yet. Indeed, the potential of DRELIO is very large. The images delivered with this system are also used to derive DEM of immersed areas where water is transparent enough to observe the ground. The DEM can be derived by classical photogrammetry and also from water color (Lejot et al, 2007). The results from repeated mission will also be used to derive successive DEM of an area affected by processes modifying the topography such as a storm. Such results will be important to quantify the transfer of sediments in coastal domains.

BIBLIOGRAPHY

- BARATOUX, D.; DELACOURT, C., and ALLEMAND, P., 2001. High Resolution Digital Elevation Model derived from Viking images : New method and comparison with MOLA data, *Journal of Geophysical Research*, 106, E12, p. 32,927.
- CASSON, B.; DELACOURT, C., and ALLEMAND, P., 2005. Contribution of multi-temporal remote sensing images to characterize landslide slip surface – Application to the La Clapière landslide (France). *Natural Hazards and Earth System Science*, 5, 425-437.
- DELACOURT, C., ALLEMAND, P., CASSON, B., and VADON, H., 2004. Velocity field of the "La Clapière" landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird images, *Geophysical Research Letter*, 31, L15619
- DEKKER, A. G., BRANDO, V. E., ANSTEE, J. M., PINNEL, N., KUTSER, T., HOOGENBOOM, H.J., PASTERKAMP, R., PETERS, S. W. M., VOS, R. J. OLBERT, C. and MALTHUS, T. J., 2001. Imaging spectrometry of water, Ch. 11 in: *Imaging Spectrometry: Basic principles and prospective applications: Remote Sensing and Digital Image Processing*, v. IV: Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, pp. 307 - 359.
- HAMM L., CAPOBIANCO M., DETTE H.H., LECHUGA A., SPANHOFF R., and STIVE M.J.F. 2002. A summary of European experience with shore nourishment, *Coastal Engineering*, 47(2), 237-264
- KASSER M, and EGELS Y., 2002. *Digital Photogrammetry*. Taylor and Francis: London.
- KRAUS K, WALDHAÜSL P. 1994. 4th ed. *Photogrammetry, Fundamentals and Standard Processes*, vol. 1 Dummler ISBN 3-427-78684-6

- LEJOT J., DELACOURT C., PIEGAY H., FOURNIER T., TREMELO M.L., and ALLEMAND P., 2007. Very high spatial resolution imagery for channel bathymetry and topography from an unmanned mapping controlled platform. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 (11): 1705-1725.
- MEUR-FÉREC C., DEBOUDT P., and MOREL V., 2008. Coastal risks in France: an integrated method for evaluating vulnerability, *Journal of Coastal Research*, 24(2B), 178-189.
- MIKHAIL EM, BETHEL JS, and MCGLONE JC. 2001. Introduction to Modern Photogrammetry: New-York
- RIEB G., WLAKER P., 2001. Suivi morphologique du littoral, *Géologues*, 129, 75-79.
- RUGGIERO P., VOIGT B., and KAMINSKY G. 2000. Beach monitoring for enhanced decision-making, Coastal Society 17th Conference Coasts at the Millennium, 9-12 July 2000, Portland, Oregon, n.p.
- SOLOMON S.M., and FORBES D.L., 1999. Coastal hazards and associated management issues on South Pacific Islands, *Ocean & Coastal Management*, 42, 523-554.
- SUGIURA R, NOGUCHI N., and ISHII K, 2005. Remote-sensing technology for vegetation monitoring using an unmanned helicopter. *Biosystems engineering*, 90, 4 369-379

ACKNOWLEDGEMENT

This work has been supported by CNRS / INSU Relief Program, CNES, and "La Région Bretagne".

Bibliographie et Table des illustrations

Bibliographie

- Abadie S., Brière C., Dubranna J., Maron P., Rihouey D., 2008. Erosion generate by wave induced currents in the vicinity of a jetty : the study case of the relation between the Adour river mouth and Anglet's beach - France. *Journal of Coastal Research*, 24(1), pp. 59-69.
- Abdel-Aziz Y.I., Karara H.M., 1971. Direct linear transformation into object space coordinates in closerange photogrametry. *Proc. Symp. Close-Range Photogrametry*, pp 1-18.
- Almar R., 2009. Morphodynamique littorale haute fréquence par imagerie vidéo. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, 269 p.
- Aguilar F.J., Mills J.P., Delgado J., Aguilar M.A., Negreiros J.G., Pérez J.L, 2010. Modelling vertical error in LiDAR-derived digital elevation models. *Isprs Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 65(1), pp. 103-110.
- Aguilar F.J., Aguera F., Aguilar M.A., Carvajal F., 2005. Effects of terrain morphology, sampling density, and interpolation methods on grid DEM accuracy. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 71(7), pp. 805-816.
- Airy G. B., 1841. Tides and waves. In Hugh James Rose, et al.. *Encyclopaedia Metropolitana*. Mixed Sciences. 3.
- Ali T. and Mehrabian A., 2009. A novel computational paradigm for creating a Triangular Irregular Network (TIN) from LiDAR data. *Nonlinear Analysis-Theory Methods & Applications*, 71(12), pp. 624-629.
- Ambroise B., 1999. La dynamique du cycle de l'eau dans un Bassin Versant : processus, facteurs, modèles, Bucarest, 200 p.
- Andrade F. and Ferreira M.A., 2006. A simple method of measuring beach profiles. *Journal of Coastal Research*, 22(4), pp. 995-999.
- ANEMOC [Ressource électronique – Base de données] : Atlas Numérique d'Etats Océanique et Côtier, CETMEF - EDF-LNHE, <http://anemoc.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>
- Augereau E., 2010. Etude de systèmes d'acquisition laser pour la mesure topographique - Application aux zones littorales. Rapport de stage Master 2 PMMC-GM, IUEM.
- Augris C., Clabaut P., Costa S., Gourmelon F., Latteux B., 2004. Évolution morpho-sédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime. *Bilans & Prospectives* – Ed. Quae, 148 p.
- Austin M. and Masselink G., 2005. Infiltration and exfiltration in the swash zone of a steep gravel beach. Implications for morphological change. *Proceedings of the Coastal Dynamics 2005*, Barcelona, Spain, ASCE.

- Ardhuin F. et Magne R., 2010. Modélisation des états de mer du globe à la plage : validation de nouveaux paramètres produits par Prévimer. Proceedings Xle Journées Nationales du Génie Civil Génie Côtier (Les Sables d'Olonne), Ed. Paralia, DOI:10.5150/jngcgc.2010.002-A, pp. 9-16
- Bagnold R.A., 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Meuthen London.
- Bakhtyar R., Brovelli A., Barry D.A., Li L., 2011. Wave-induced watertable fluctuations, sediment transport and beach profile change: Modeling and comparison with large-scale laboratory experiments. Coastal Engineering 58, DOI: 10.1016/j.coastaleng.2010.08.004, pp. 103-118.
- Baptista P., Bastos L., Bernardes C., Cunha T., Dias J., 2008. Monitoring Sandy Shores Morphologies by DGPS - A Practical Tool to Generate Digital Elevation Models. Journal of Coastal Research, 24(6), pp. 1516-1528.
- Baratoux D., Delacourt C., Allemand P., 2001. High Resolution Digital Elevation Model derived from Viking images : New method and comparison with MOLA data. Journal of Geophysical Research, 106, pp 32927-32941.
- Barstow S., Mork G., Mollison D., Cruz J., 2008. The Wave Energy Resource, in Ocean Wave Energy – Current Status and Future Perspectives. Springer, ISBN 978-3540748946, 443 p.
- Basu A., 1985. Influence of climate and relief on compositions of sands released at sources areas, in Provenance of Arenites, Ed. by G. G Zuffa, pp. 1-15
- Battjes J.A., 1974. Surf similarity. Proceedings of the 14th International Conference of Coastal Engineering, pp. 466-480.
- Belly P.Y., 1964. Sand movement by wind. Tech. Mem., 1, US Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Centre.
- Bertin, X., Fortunato, A.B., Oliveira, A., 2009. Morphodynamic Modeling of the Ancao Inlet, South Portugal. Journal of Coastal Research, Special Issue 1(56), pp. 10-14.
- Beyer H.A., 1992. Accurate Calibration of CCD-Cameras. International Conference on Computer Vision and Pattern Recognition, Urbana-Champaign, Illinois, USA, pp. 96-101.
- Bijou-Duvall B., 1999. Géologie sédimentaire : bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole, Ed. Technip, 735 p.
- Bintanja R., Van de Wal R.S.W., Oerlemans J., 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. Nature, 437, pp. 125-128.
- Blanc J.J., 1996. Plages en recul et dynamique des profils littoraux à Faraman (Camargue, delta du Rhône), méthodes d'études, essai d'analyse prévisionnelle. In: Quatenaire 7(1), pp. 53-62.
- Boak E.H. and Turner I.L., 2005. Shoreline Definition and Detection : A Review. Journal of Coastal Research, 21(4), pp. 688-703.
- Booij N., Ris R.C. and Holthuijsen L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions, Part I: Model description and validation. Journal of Geophysical Research, 104, C4, pp.7649-7666.

- Boudouresque C.F., Charbonnel E., Meinesz A., Pergent G., Pergent-Martini C., Cadiou G., Bertrandy M.C., Foret P., Ragazzi M., Rico-Raimondino V., 2000. A monitoring net-work based on the seagrass *Posidonia oceanica* in the north-western Mediterranean Sea. *Biol. mar. Medit.*, 7 (2), pp. 328-331.
- Bouillon A., Bernard M., Gigord P., Orsoni A., Rudowski V., Baudoin A., 2006. SPOT 5 HRS geometric performances: Using block adjustment as a key issue to improve quality of DEM generation. *Isprs Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 60, pp 134-146.
- Bowen A.J. and Inman D.L., 1966. Budget of Littoral Sands in the Vicinity of Point Arguello, California. U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center technical memorandum, 19, 41.
- Bowen A. J. and Inman D. L., 1969. Rip currents, 2. Laboratory and field observations. *Journal of Geophysical Research*, 74, pp. 5479-5490.
- Bradski G. and Kaehler A., 2008. *Learning OpenCV: Computer Vision with the OpenCV Library*. O'Reilly Media, Inc., 1st edition.
- Bretar F, 2008. L'Altimétrie aéroportée de précision : lidar topographique et recherche. *Revue XYZ* No 118.
- BRGM, 1989. Carte géologique de la France au 1/50000. Le Conquet, Feuille 0317.
- Buckley S.J., Howell J.A., Enge H.D., Kurz T.H., 2008. Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations. *Journal of the Geological Society*, 165, pp. 625-638.
- Caminade D., 1995. Ouvrages de protection des côtes. Ed. Techniques Ingénieur, C4631, pp. 1-16.
- Casson B., Delacourt C., Baratoux D. and Allemand P., 2003. Seventeen years of the "La Clapière" landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs. *Engineering Geology*, 68(1-2), pp. 123-139.
- Casson B., Delacourt C. and Allemand P., 2005. Contribution of multi-temporal remote sensing images to characterize landslide slip surface – Application to the La Clapière landslide (France). *Natural Hazards and Earth System Science*, 5, pp. 425-437.
- Catanzano J. et Thebaud O. - Le littoral, pour une régulation des conflits d'usage - Programme national d'océanologie côtière - Institut Océanographique/IFREMER - 1995
- Cavaleri, L. et al., 2007. Wave modelling - The state of the art. *Progress in Oceanography*, 75(4), pp. 603-674.
- Chaplot V., Darboux F., Bourennane H., Leguedois S., Silvera N., Phachomphon K., 2006. Accuracy of interpolation techniques for the derivation of digital elevation models in relation to landform types and data density. *Geomorphology*, 77, pp. 126-141.

- Chauve A., Mallet C., Bretar F., Durrieu S., Deseilligny M-P., Puech W., 2007. Processing full-waveform lidar data: modelling raw-signals. Proceedings of the ISPRS Workshop Laser scanning 2007 and SilviLaser 2007. Espoo, Finland 12-14 September. IAPRS Volume XXXVI, Part 3 / W52.
- Ciriano Y., Coco G., Bryan K.R. and Elgar S., 2005. Field observations of swash zone infragravity motions and beach cusp evolution. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 110, C02018.
- Coco G., O'Hare T.J., Huntley D.A., 1999. Beach cusps: a comparison of data and theories of their formation, *Journal of Geophysical Research*, 15, 3, pp. 741-749.
- Coco G., Huntley D. A., O'Hare T.J., 2000. Investigation of a self-organisation model for beach cusps formation and development. *Journal of Geophysical Research*, 105, C9, pp. 21991-22002.
- Dauvin J.-C., 2001. Gestion intégrée des zones côtières : outils et perspectives pour la préservation du patrimoine naturel. Publication du Muséum Nationale d'Histoire Naturelle.
- Deboudt P., 2010. Vers la mise en œuvre d'une action collective pour gérer les risques naturels littoraux en France métropolitaine. *Cybergeog, Espace, Société, Territoire*, 491, URL : <http://cybergeog.revues.org/index22964.html>.
- Dehouck A., 2006. Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère). Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 262 p.
- Dehouck A., Dupuis H., Senechal N., 2009. Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Marine Geology*, 266(1-4), pp. 1-17.
- Dekker A.G., Brando V.E., Anstee J.M., Pinnel N., Kutser T., Hoogenboom H.J., Pasterkamp R., Peters S.W.M., Vos R.J., Olbert C., Malthus T. J., 2001. Imaging spectrometry of water. In: *Imaging Spectrometry: Basic principles and prospective applications - Ch. 11 : Remote Sensing and Digital Image Processing*, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers v.IV, pp. 307-359.
- Delacourt C., Allemand P., Casson B., Vadon H., 2004. Velocity field of the "La Clapière" landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird images. *Geophysical Research Letter*, L15619, 31.
- Delacourt C, P. Allemand, M. Jaud, P. Grandjean, A. Deschamps, J. Ammann, V. Cuq, and S. Suanez, 2009. DRELIO: An unmanned helicopter for imaging coastal areas. *Journal of Coastal Research*, 2, Sp. Iss. 56, pp. 1489-1493.
- Delaye V, 2000. Etude et réalisation d'un télémètre laser par temps de vol. Thèse de Doctorat à l'INPG.
- Delgado I. and Lloyd G., 2004. A simple low cost method for one-person beach profiling. *Journal of Coastal Research*, 20(4), pp. 1246-1252.

- Dewez T., Gebrayel D., Lhomme D., Robin Y., 2009. Quantifying morphological changes of sandy coasts by photogrammetry and cliff coasts by lasergrammetry. *Houille Blanche-Revue Internationale De L Eau*, 1, pp. 32-37.
- Di Risio M., Lisi I., Beltrami G.M., De Girolamo P., 2010. Physical modeling of the cross-shore short-term evolution of protected and unprotected beach nourishments. *Ocean Engineering*, 37(8-9), pp. 777-789.
- Dong D.N. and Bock Y., 1989. Global Positioning System Network Analysis with Phase Ambiguity Resolution Applied to Crustal Deformation Studies in California. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 94(B4), pp. 3949-3966.
- Dornbusch U., 2010. Ground Survey Methods for Mixed Sand and Gravel Beaches in Intertidal Environments: A Comparison. *Journal of Coastal Research*, 26(3), pp. 451-464.
- Douterloigne K., Gautama S., Philips W., 2009. Fully automatic and robust UAV camera calibration using chessboard patterns, *Proceedings IGARSS 2009*.
- Dubois-Maury J., 2001. Les risques naturels, quelles réponses ?. *La Documentation Française, Problèmes politiques et sociaux*, 88.
- Duquenne F., Botton S., Peyret F., Bétaille D., Willis P., 2005. GPS - Localisation et navigation par satellites (2ème Ed.), Lavoisier - ISBN 2-7462-1090-8, 330 p.
- Ekman V.W., 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean currents, *Ark. Mat. Astr. Fys.*, vol. 11, n° 2.
- Emmanuel I., Parisot J.P., Michallet H., Barthelemy E., Senechal, N., 2009. Sediment transport particular events and beach profile response. *Journal of Coastal Research*, pp. 1766-1770.
- Ernstsen V.B., Noormets R., Hebbeln D., Bartholoma A., Flemming B.W., 2006. Precision of high-resolution multibeam echo sounding coupled with high-accuracy positioning in a shallow water coastal environment. *Geo-Marine Letters*, 26(3), pp. 141-149.
- EUROSION reports, 2004. Living with coastal erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability - A guide to coastal erosion management practices in Europe, pp. 1-164.
- Fang B.T., 1981. Geometric Dilution of Precision in Global Positioning System Navigation. *Journal of Guidance and Control*, 4(1), pp. 92-94.
- Fang B.T., 1986. Trilateration and Extension to Global Positioning System Navigation. *Journal of Guidance Control and Dynamics*, 9(6), pp. 715-717.
- Fenster M. S., Dolan R., Elder, J. F., 1993. A new method for predicting shoreline positions from historical data. *Journal of Coastal Research*, 9(1), pp. 147-171.
- Fisher P.E. and Tate N.J., 2006. Causes and consequences of error in digital elevation models. *Progress in Physical Geography*, 30(4), pp. 467-489.

- Florou G., Mohr R., 1995. What Accuracy for 3D Measurements with Cameras. Rapport Interne, GRAVIR, Grenoble, France, December 21.
- Foote K.G., Chu D., Hammar T.R., 2005. Protocols for calibrating multibeam sonar. Acoustical Society of America.
- Fröhlich C., Mettenleiter M., 2004. Terrestrial laser scanning – new perspectives in 3D surveying. International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Vol. XXXVI - 8/W2.
- Froidefond J. and Doxaran D., 2004. Télédétection optique appliquée à l'étude des eaux côtières. Télédétection, 4(2), pp. 157-174.
- Fuller I.C., Large A.R.G., Charlton M.E., Heritage G.L., Milan D.J., 2003. Reach-scale sediment transfers: An evaluation of two morphological budgeting approaches. Earth Surface Processes and Landforms, 28(8), pp. 889-903.
- Gao S. and Collins M., 1992. Net Sediment Transport Patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of transport vectors. Sedimentary Geology, 81(1-2), pp. 47-60.
- Gardner J.V., Mayer L.A. and Hughes Clarke J.E., 2000. Morphology and processes in Lake Tahoe (California-Nevada). Geological Society of America Bulletin, v.112, 5, pp.736-746.
- Goff J.A., Swift D.J.P., Duncan C.S., Mayer L.A. and Hughes Clarke J.E., 1999. High resolution swath sonar investigation of sand ridge, dune and ribbon morphology in the offshore environments of the New Jersey margin. Marine Geology, v.161, pp.307-337.
- Goktepe A. and Kocaman E., 2010. Analysis of camera calibrations using direct linear transformation and bundle adjustment methods. Scientific Research and Essays, 5(9), pp. 869-872.
- Gourlay M. R., 1968. Beach and dune erosion tests. Report, Delft Hydraulics Laboratory.
- Grasso F., 2009. Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages. Thèse de Doctorat, STUE, Université Grenoble I, 171 p.
- Gross G., 1993. Oceanography : A view of the earth, 5th Ed. - Prentice Hall College Div, 431 p.
- Guo Q.H., Li W.K., Yu H., Alvarez O., 2010. Effects of Topographic Variability and Lidar Sampling Density on Several DEM Interpolation Methods. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 76(6), pp. 701-712.
- Guza, R.T. and Inman D.L., 1975. Edge waves and beach cusps. Journal of Geophysical Research, 80, pp. 2997-3012.
- Hallégouët B., 1971. Le Bas-Léon (Finistère, France) - Etude géomorphologique. Thèse de doctorat, Université de Brest, 260 p.
- Hallermeier R. J., 1981. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. Coastal engineering, 4, pp. 253-277.

- Hamm L., Capobianco M., Dette H.H., Lechuga A., Spanhoff R., and Stive M.J.F. 2002. A summary of European experience with shore nourishment, *Coastal Engineering*, 47(2), pp. 237-264.
- Hancock G.R., 2006. The impact of different gridding methods on catchment geomorphology and soil erosion over long timescales using a landscape evolution model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(8), pp. 1035-1050.
- Heritage G.L., Milan D.J., Large A.R.G., Fuller I.C., 2009. Influence of survey strategy and interpolation model on DEM quality. *Geomorphology*, 112(3-4), pp. 334-344.
- Herlihy D., Hillard B., Rulon T., 1989. National Oceanic and Atmospheric Administration Seabeam System Patch Test, *International Hydrographic Review*, pp. 119-139.
- Hjulström F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, 25.
- Holland K.T., Holman R.A., Lippmann T.C., Stanley J., Plant N., 1997. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *Ieee Journal of Oceanic Engineering*, 22(1), pp. 81-92.
- Holt J. and Proctor R., 2008. The seasonal circulation and volume transport on the northwest European continental shelf: A fine-resolution model study. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 113(C6).
- Horrillo-Caraballo J.M. and Reeve D.E., 2008. Morphodynamic behaviour of a nearshore sandbank system: The Great Yarmouth Sandbanks, UK. *Marine Geology*, 254(1-2), pp. 91-106.
- Hughes-Clarke J.E., Mayer L.A., Wells D.E., 1996. Shallow-water imaging multibeam sonars: A new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. *Marine Geophysical Researches*, 18(6), pp. 607-629.
- Hughes-Clarke J.E., Mayer L.A., Shaw J., Parrott R., Lamplugh M. and Bradford J., 1999. Data handling methods and target detection results for multibeam and sidescan data collected as part of the search for SwissAir Flight 111. *Shallow Water Survey Conference Proceedings*, Sydney, 11 p.
- Hughes Clarke J.E., 2000. Acoustic Seabed Surveying – Meeting the new demands for Accuracy. Coverage and Spatial Resolution *Geomatica*, v.54, 4, pp. 473-413.
- Idier D., Pedreros R., Oliveros C. Sottolichio A., Bertin X., 2006. Influences relatives des agents hydrodynamiques sur la mobilité sédimentaire des Pertuis Charentais, *Paralia* DOI:10.5150, jngcgc.2006.025-I, pp. 239-247.
- Inman D.L. and Guza R.T., 1982. The origin of swash cusps on beaches. *Marine Geology*, 49, pp. 133-148.
- Iribarren C.R. and Nogales C., 1949. Protection des ports. Sec.2, comm4, 17th Int. Nav. Cong., Lisbon, pp. 31-80.

- Jeanson M., Dolique F., Anthony E.J., 2010. Un réseau de surveillance des littoraux face au changement climatique en milieu insulaire tropical : l'exemple de Mayotte. *VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement* (<http://vertigo.revues.org/10512>), 10, 3.
- Jonsson V.K. and Sparrow E.M., 1966. Experiments on Turbulent-Flow Phenomena in Eccentric Annular Ducts. *Journal of Fluid Mechanics*, 25.
- Junaidi, Wakae N., Kato S., Aoki S.I., 2009. Morphological Monitoring of Coastal Dune Using Differential GPS and 3D Terrestrial Laser, *Proceedings of the 5th International Conference on Asian and Pacific Coasts*, Vol 2. World Scientific Pub Co Pte Ltd, Singapore, pp. 313-320.
- Jutzi B. and Stilla U., 2006. Range determination with waveform recording laser systems using a Wiener filter. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 61, pp. 95-107.
- Kamat P.S., 1982. Comment on Geometric Dilution of Precision in Global Positioning System Navigation. *Journal of Guidance Control and Dynamics*, 5(3), pp. 320-320.
- Kaminsky G., Ruggiero P., Gelfenbaum G., 1998. Monitoring coastal change in Southwest Washington and Northwest Oregon during the 1997/1998 El Niño. *Shore & Beach*, 66(3), pp. 42-51.
- Kasser M. and Egels Y., 2002. *Digital Photogrammetry*. Taylor and Francis: London, 351 p.
- Kawamura R., 1951. Study of sand movement by wind. Institute of Science and Technology – Tokyo, Report, 5 (3-4), pp. 95-112.
- Kinsman B., 1984. *Wind Waves*, Dover, New-York.
- Komar P.D. and Inman D.L., 1970. Longshore Sand Transport on Beaches. *Journal of Geophysical Research*, 75, 30, pp. 5914-5927.
- Komar P.D., 1976. *Beach processes and Sedimentation*, Prentice-Hall, New Jersey.
- Komar P. D., 1996. The Budget of Littoral Sediments – Concepts and Applications. *Shore and Beach*, 64, pp. 18-26.
- Koster M.J. and Hillen R., 1995. Combat Erosion by Law Coastal Defense Policy for the Netherlands. *Journal of Coastal Research*, 11(4), pp. 1221-1228.
- Kraus K., Otepka G., Loitsch J. and Haitzmann H., 1979. Digitally Controlled Production of Orthophotos and Stereo-Orthophotos. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 45(10), pp. 1353-1362.
- Kraus K., Waldhäusl P., 1994. *Photogrammetry, Fundamentals and Standard Processes*. 4th ed.-vol. 1 Dummler ISBN 3-427-78684-6, 397 p.
- Krueger C.P., Goncalves R.M., Heck B., 2009. Surveys at the Coast of Parana, Brazil, to Determinate the Temporal Coastal Changes. *Journal of Coastal Research*, pp. 632-635.
- Lacombe H., 1950. Les plans de vagues. *Cahiers océanographiques*, Paris, Vol. 2, pp. 180-187.

- Lane S.N., Westaway R.M., Hicks M., 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, pp. 249–271.
- Larson M. and Kraus N.C., 1994. Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 117, pp. 75-94.
- Larson M. and Kraus N., 1995. Prediction of cross-shore sediment transport and temporal scales. *Marine Geology*, 126, pp.111-127.
- Lee G., Nicholls R.J., Birkemeier W. A., 1998. Storm-driven variability of beach–nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991. *Marine Geology* 148 (3–4), pp. 163–177.
- Lee K.H., Mizutani N., Hur D.S. and Kamiya, A., 2007. The effect of groundwater on topographic changes in a gravel beach. *Ocean Engineering*, 34, 3-4, pp. 605-615.
- Lefèvre F., 2000. Modélisation des marées océaniques à l'échelle globale : assimilation de données in situ et altimétriques. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III.
- Legleiter C.J. and Roberts D.A., 2009. A forward image model for passive optical remote sensing of river bathymetry. *Remote Sensing of Environment*, 113(5), pp. 1025-1045.
- Lejot J., Delacourt C., Piegay H., Fournier T., Tremelo M. L., Allemand P., 2007. Very high spatial resolution imagery for channel bathymetry and topography from an unmanned mapping controlled platform. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(11), pp. 1705-1725.
- Li L., Barry D.A., Pattiaratchi C.B. and Masselink G., 2002. BeachWin: modelling groundwater effects on swash sediment transport and beach profile changes. *Environmental Modelling & Software*, 17, 3, pp. 313-320.
- Li H.S., Yao B., Zhou T., Wei Y.K., Chen B.W., Liu X., Yu H.X., Weng N.N., 2008. Shallow water High Resolution Multi-Beam Echo Sounder. *Oceans 2008 - Mts/IEEE Kobe Techno-Ocean*, Vols 1-3, Oceans-IEEE. IEEE, New York, pp. 1051-1055.
- Lin S.G., Tseng C.P., Chiang W.L., Tsai C.H., Chen C.W., 2006. Modelling ionospheric effects with multiple reference stations for gps satellite surveying. *Proceedings of the 17th IASTED International Conference on Modelling and Simulation*. ACTA PRESS ANAHEIM, Anaheim, pp. 68-73.
- Locat J., Sanfaçon R., 2000. Multibeam surveys: a major tool for geosciences. *Proceedings of the Canadian Hydrographics Conference*, Montréal, 2000.
- Lurton X., 2010. *An Introduction to Underwater Acoustics - Principles and Applications* (2nd Ed.). Springer, Praxis, ISBN 978-3-540-78480-7, 680 p.
- Lyzenga D.R., 1978. Passive Remote-Sensing Techniques for Mapping Water Depth and Bottom Features. *Applied Optics*, 17(3), pp. 379-383.
- Mason C., 1985. Recent R&D accomplishments at the coastal engineering research center field research facility, *Oceans*, 17, pp. 78-84.

- Masselink G., Hegge B., Pattiaratchi C.B., 1997. Beach cusp morphodynamics. *Earth surface processes and landforms*, 22, pp. 1139-1155.
- Masselink G. and Pattiaratchi C.B., 1998. Morphological evolution of beach cusps and associated swash circulation patterns. *Marine Geology*, 146(1-4), pp. 93-113.
- Masselink G. and Li L., 2001. The role of swash infiltration in determining the beachface gradient: a numerical study. *Marine Geology*, 176(1-4), pp. 139-156.
- Masselink G. and Hughes M., 2003. *Introduction to coastal processes and geomorphology*, Arnold Publishers, 354 p.
- Masselink G., Russel P., Coco G., Huntley D., 2004. Test of edge waves forcing during formation of rhythmic beach morphology. *Journal of Geophysical Research*, 109, C06003.
- MESH Guide to Marine Habitat Mapping, 2007. European Community Initiative INTERREG IIIB NWE (North-West Europe). www.searchmesh.net
- Milan D.J., Heritage G.L., Large A.R.G., Fuller I.C., 2011. Filtering spatial error from DEMs: Implications for morphological change estimation. *Geomorphology*, 125(1), pp. 160-171.
- Miller P.E., Mills J., Edwards S., Bryan P., Marsh S., Hobbs P., Mitchell H., 2007. A robust surface matching technique for integrated monitoring of coastal geohazards. *Marine Geodesy*, 30(1-2), pp. 109-123.
- Moore L. J., 2000. Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, 16(1), pp. 111-124.
- Morton R.A., Leach M.P., Paine J.G. and Cardoza M.A., 1993. Monitoring Beach Changes Using GPS Surveying Techniques. *Journal of Coastal Research*, 9(3), pp. 702-720.
- Nalpanis P., 1985. Saltating and suspended particles over flat and sloping surfaces. II. Experiments and numerical simulations. *Proceedings International Workshop on the Physics of Wind Blown Sand*, Aarhus, Department of Theoretical Statistics, Institute of Mathematics, University of Aarhus Mem., 8(I), pp. 37-66.
- Magne R., Ardhuin F. and Roland A., 2010. Waves forecast and hincast from global ocean to the beach. *European Journal of Environmental and Civil Engineering*, 14(2), pp. 149-162.
- McNeff J.G., 2002. The Global Positioning System. *IEEE Transaction on microwave theory and techniques*, vol 50, no 3.
- Meur-Ferec C., 2008. *De la dynamique naturelle à la gestion intégrée de l'espace littoral : un itinéraire de géographe*. Edilivre, Collection universitaire, Paris, 250 p.
- Meur-Férec C. and Morel V., 2004. L'érosion sur la frange côtière : un exemple de gestion des risques. *Natures Sciences Sociétés* 12, pp. 263-273.
- Mikhail E., Bethel J., McGlone J., 2001. *Introduction to Modern Photogrammetry*. John Wiley and Sons (WIE), 479 p.

- Miossec A., 1998. Les littoraux : entre nature et aménagement. *Annales de Géographie*, 107, 600, pp. 253-254.
- Monfort O., Levoy F. and Larsonneur C., 2000. Caractéristiques morphologiques et conditions d'apparition de croissants de plage dans des environnements macrotidaux. *Bulletin Société Géologique de France*, 171(6), pp. 649-656.
- Nikuradse J., 1933. Laws of flow in rough pipes (translation of "Stromungsgesetze in rauhen Rohren"). NACA Technical Memorandum 1292.
- O'brien M.P., Rindlaub B.D., 1936. The transportation of sand by wind. *Civil Engineering*, 6, pp. 325-327.
- Okamoto A., 1982. Wave Influences in 2-Media Photogrammetry. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 48(9), pp. 1487-1499.
- O'Regan P.R., 1996. The use of contemporary information technologies for coastal research and management - A review. *Journal of Coastal Research*, 12(1), pp. 192-204.
- Paskoff R., 1998. La crise des plages : pénurie de sédiments. *Mappemonde*, 52, pp 11-15
- Pedlosky J., 1968. An Overlooked Aspect of Wind-Driven Oceanic Circulation. *Journal of Fluid Mechanics*, 32, pp. 809-&.
- Peucker T., Fowler R., Little J., Mark D., 1978. The triangulated irregular network. *Proceedings, American society of photogrammetry : digital terrain models (DTM) symposium*, St Louis, Missouri, May 9-11, pp. 516-540.
- Pinot J.P., 1998. La gestion du littoral. Institut Océanographique, Paris, 2 tomes, 759 p.
- PREVIMER [Ressource électronique] : Observations et prévisions en mer, *SHOM - Météo-France*, <http://www.previmer.org/>
- Pye K., 1994. *Sediment Transport and Depositional Processes*, Blackwell scientific publications, 398 p.
- Reeve D., Li Y., Lark M., Simmonds D., 2007. An investigation of the multi-scale temporal variability of beach profiles at Duck using wavelet pasket transforms. *Coastal Engineering*, 54(5), pp. 401-415.
- Rhines P.B. and Young W.R., 1982. A theory of wind-driven circulation. I. Mid-ocean gyres. *Journal of Marine Research*, 40, pp. 559-596.
- Rieb G. and Wlaker P., 2001. Suivi morphologique du littoral. *Géologues*, 129, pp 75-79.
- Riegl, 2007. documentation technique TLS (LMS-Z390i).
- Rihouey D., Dugor J., Dailloux D., Morichon D., 2009. Application of remote sensing video systems to coastal defence monitoring. *Journal of Coastal Research*, Sp. Iss. 56, pp. 1582-1586.
- Robinson A. and Stommel H., 1959. The Oceanic Thermocline and the Associated Thermohaline Circulation. *Tellus*, 11(3), pp. 295-308.

- Rossby C.G., 1939. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semipermanent centers of action. *Journal of Marine Research*, 2(1), pp. 38-55.
- Rosser N.J., Petley D.N., Lim M., Dunning S.A., Allison R.J., 2005. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 38, pp. 363-375.
- Ruggiero P., Voigt B., Kaminsky G., 2000. Beach monitoring for enhanced decision-making, *Coastal Society 17th Conference Coasts at the Millennium - Portland, Oregon*, pp. 516-524.
- Saied U.M. and Tsanis I.K., 2005. ICEM: Integrated coastal engineering model. *Journal of Coastal Research*, 21(6), pp. 1257-1268.
- Schmitt T., Mitchell N.C. and Ramsay A.T.S., 2008. Characterizing uncertainties for quantifying bathymetry change between time-separated multibeam echo-sounder surveys. *Continental Shelf Research*, 28(9), pp. 1166-1176.
- Senus W.J., 1985. Navstar Global Positioning System Overview. *Marine Geodesy*, 9(2), pp. 131-132.
- Shields A., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, 26, pp. 5-24.
- Shoemaker H., 1975. Navstar Global Positioning System. *Ieee Transactions on Aerospace and Electronic Systems*, 11(4), pp. 682-682.
- SHOM (1994). *Courants de marée de la côte ouest de Bretagne de Goulven à Penmarc'h*. Atlas des courants.
- Simon B., 2007. *La Marée océanique côtière*. Institut Océanographique, 433 p.
- Slob S. and Hack R., 2004. 3D Terrestrial Laser Scanning as a New Field Measurement and monitoring Technique. *Engineering Geology for Infrastructure Planning in Europe: A European Perspective*, Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag Heidelberg, Vol. 104.
- Solomon S.M. and Forbes D.L., 1999. Coastal hazards and associated management issues on South Pacific Islands. *Ocean & Coastal Management*, 42, pp. 523-554.
- Soulsby R.L. et al., 1993. Wave-Current Interaction within and Outside the Bottom Boundary-Layer. *Coastal Engineering*, 21(1-3), pp. 41-69.
- Soulsby R., 1997. *Dynamics of marine sands*. Thomas Telford Publications, 249 p.
- Southgate H.N., 2008. Data-based forecasting of beach volumes on monthly to yearly timescales. *Coastal Engineering*, 55(12), pp. 1005-1015.
- Stansell T.A., 1984. The Global Positioning System. *Sea Technology*, 25(1), pp. 35-&.
- Stive, M., Roelvink, J. A. and de Vriend, H. J. (1991). Large scale coastal evolution concept. *Proceedings of the 22nd International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, pp. 1962-1974.

- Stive M.J.F. and Devriend H.J., 1995. Modeling Shoreface Profile Evolution. *Marine Geology*, 126(1-4), pp. 235-248.
- Stokes G.G., 1849. On the theory of oscillatory waves. *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*.
- Suanez S., 2009. La question du bilan sédimentaire sur les côtes d'accumulation. Mémoire présenté en vue de l'habilitation à diriger des recherches, Laboratoire Geomer, Université de Bretagne Occidentale.
- Suanez S., Cariolet J.-M., Fichaut B., 2010. Monitoring of Recent Morphological Changes of the Dune of Vougot Beach (Brittany, France) Using Differential GPS. *Shore & Beach*, 78(1), pp. 37-47.
- Takeda I. and Sunamura T., 1983. Formation and spacing of beach cusps. *Coastal Engineering in Japan*, 26, pp. 121-135.
- Topcon HyperPro brochure, 2004. Topcon Corporation.
- Tsoar H. and Pye K., 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34, pp. 139-153.
- Vallis G.K., 2006. *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics – Fundamentals and LargeScale Circulation*. Cambridge University Press, ISBN-13: 978-0521849692 , 745 p.
- Van Rijn L.C., 1989. *Handbook of sediment transport by currents and waves*, WL Delft Hydraulics, The Netherlands, Report H461.
- Vinchon C., Aubie S., Balouin Y., Closset L., Garcin M., Idier D., Mallet C., 2009. Anticipate response of climate change risks at regional scale in Aquitaine and Languedoc Roussillon (France). *Ocean and Coastal Management*, 52, 1, pp. 47-56.
- Warner R.A., Elvidge C., Dietz J., Goddard G., 2000. Use of NOAA photogrammetry for shallow coral reef mapping and bathymetry. *Proceedings. IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing (IGARSS)*, 1, IEEE, New York, pp. 2675-2677.
- Wechsler S.P. and Kroll C.N., 2006. Quantifying DEM uncertainty and its effect on topographic parameters. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 72(9), pp. 1081-1090.
- Weller R.A., Rudnick D.L., Eriksen C.C., Polzin K.L., Oakey N.S., Toole J.W., Schmitt R.W., Pollard R.T., 1991. Forced Ocean Response During the Frontal Air-Sea Interaction Experiment. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 96(C5), pp. 8611-8638.
- Werbrouck I., Antrop M., Van Eetvelde V., Stal C., De Maeyer P., Bats M., Bourgeois J., Court-Picon M., Crombé P., De Reu J., De Smedt P., Finke P.A., Van Meirvenne M., Verniers J., Zwervaegher A., 2011. Digital Elevation Model generation for historical landscape analysis based on LiDAR data, a case study in Flanders (Belgium). *Expert Systems with Applications*, 38(7), pp. 8178-8185.
- Werner B. T. and Fink T. M., 1993. Beach cusps as self-organized patterns. *Science*, 260, pp. 968-971.

- White D.J., 1971. Bo'Sun, A Multibeam Sonar for Search and Survey. General Instrument Corporation, Offshore Technology Conference, 1457.
- White S.A. and Wang Y., 2003. Utilizing DEMs derived from LIDAR data to analyze morphologic change in the North Carolina coastline. *Remote Sensing of Environment*, 85(1), pp. 39-47.
- Williams G., 1964. Some aspects of the aeolian saltation load. *Sedimentology*, 3, pp. 257-287.
- Wolf P.R., Dewitt B.A., 2000. Elements of photogrammetry with applications in GIS (3rd edition). McGraw-Hill, ISBN 0-07-292454-3, 608 p.
- Woods J.D. and Strass V., 1986. The Response of the Upper Ocean to Solar Heating .2. The Wind-Driven Current. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112(471), pp. 29-42.
- Wright L.D. and Short A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, pp. 93-118.
- Xie W., Zhang L., Zhou G., Xue Y., 2009. Accurate pose and location estimation of uncalibrated camera in urban area. *Proceedings. IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing (IGARSS)*, 4, IEEE, Cape Town, pp. 406-409.
- Yanalak M. and Baykal O., 2003. Digital elevation model based volume calculations using topographical data. *Journal of Surveying Engineering-Asce*, 129(2), pp. 56-64.
- Yanalak M., 2003. Effect of gridding method on digital terrain model profile data based on scattered data. *Journal of Computing in Civil Engineering*, 17(1), pp. 58-67.
- Yilmaz H.M., 2007. The effect of interpolation methods in surface definition: an experimental study. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(9), pp. 1346-1361.
- Zhou J. and Mason A., 2002. Communication Buses and Protocols for Sensor Networks. *Sensors* 2002, 2, pp. 244-257.
- Zingg A.W., 1953. Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material. *Proceedings Firth Hydraulic Conference Study in Engineering – University of Iowa*, 34, pp. 111-135.

Tables des illustrations

Figure I.1 : Répartition spatio-temporelle des facteurs climatiques, hydrodynamiques, sédimentologiques et anthropiques impliqués dans la dynamique morpho-sédimentaire des littoraux (d'après Fenster et al., 1993, modifié par Dehouck, 2006).

Figure I.2 : Mise en parallèle de l'évolution du niveau marin global (relativement au niveau actuel) et des périodes de glaciation/déglaciation (d'après Bintaja et al., 2005).

Figure I.3 : Spirale d'Ekman et transport moyen d'Ekman sous l'effet conjugué du vent et de la force de Coriolis (d'après Gross, 1993).

Figure I.4 : Evolution des vagues du large jusqu'à la côte (les échelles verticales et horizontales ne sont pas respectées) (d'après SHOM - F. Ardhuin).

Figure I.5 : Illustration de la théorie d'Airy (les échelles verticales et horizontales ne sont pas respectées).

Figure I.6 : Les différents types de déferlement des vagues au rivage.

Figure I.7 : Effets des épis sur la dérive littorale.

Figure I.8 : Phénomènes provoqués par l'arrivée d'une vague à la côte.

Figure I.9 : Modes de transports sédimentaires selon la granulométrie.

Figure I.10 : Diagramme classique de Hjulström.

Figure I.11 : Profil des courants dans la colonne d'eau.

Figure I.12 : Profil des orbitales de houle dans la colonne d'eau.

Figure I.13 : Influence des vagues sur le profil d'un courant (d'après Van Rijn, 1989).

Figure I.14 : Diagramme de Shields.

Figure I.15 : Modes de transport des sédiments en fonction de leur diamètre et de la vitesse de cisaillement (d'après Tsoar & Pye - 1987).

Figure I.16 : Comparaison de différentes équations de flux sédimentaire transporté en fonction de la vitesse de cisaillement (d'après Pye, 1994).

Figure I.17 : Principaux indicateurs morphodynamiques de la frange côtière (les échelles horizontales et verticales ne sont pas respectées).

Figure II.1 : Principe d'un levé au tachéomètre.

Figure II.2 : Intersection des sphères d'émission des satellites pour le positionnement GPS.

Figure II.3 : Principe du GPS Différentiel (DGPS) en mode RTK.

Figure II.4 : Codes émis par le satellite. « Moduler » équivaut à superposer les codes à l'onde porteuse. Les codes étant binaires (+1 ou -1), la phase de la porteuse change à chaque modification de cette valeur.

Figure II.5 : DRELIO V en configuration de vol.

Figure II.6 : Configuration technique de DRELIO.

Figure II.7 : Principe du recalage en altitude de DRELIO grâce au distancemètre laser.

Figure II.8 : Exemple de répartition des cibles sur la plage.

Figure II.9 : Géométrie d'acquisition d'une image par un appareil photographique numérique (NB : l'échelle n'est pas respectée).

Figure II.10 : Influence de la hauteur de vol, de l'espacement des lignes de vol et de la fréquence de l'acquisition des clichés sur le recouvrement des clichés.

Figure II.11 : Interface utilisateur du logiciel de l'auto-pilote au cours d'un vol.

Figure II.12 : Reconstitution de la trajectoire réelle du drone et des positions d'acquisition de clichés à partir des informations du module de service.

Figure II.13 : Principe du pseudo-géoréférencement à partir des paramètres fournis par le module Persistor.

Figure II.14 : Exemple de résultat de pseudo-géoréférencement sur une zone immergée.

Figure II.15 : Effets sur une image des déformations dues à la perspective et au relief.

Figure II.16 : Acquisition d'un couple stéréoscopique de photographies aériennes.

Figure II.17 : Organigramme simplifié (version complète en Annexe A.3) résumant les principales étapes de la chaîne de traitement.

Figure II.18 : Effets sur l'image des distorsions tangentielles (a) et radiales (b) de l'objectif.

Figure II.19 : Systèmes de référence et caractéristiques géométriques d'un couple stéréoscopique (d'après Kraus et al., 1979 ; Jensen, 2000 ; Casson et al., 2003).

Figure II.20 : Calcul par DLT des paramètres externes de la caméra à partir des GCP.

Figure II.21 : Exemple d'images (d'un même couple stéréoscopique) "pseudo-orthorectifiées".

Figure II.22 : Exemple de MNT et d'ortho-image générés par la chaîne de traitement stéréophotogramétrique.

Figure II.23 : Exemple de profil extrait d'un MNT (a et b) et d'ortho-photographie drapée sur le MNT (c).

Figure II.24 : Insertion de l'ortho-image géoréférencée dans un SIG.

Figure II.25 : Mesure de l'intensité radiométrique sur chaque bande de l'image le long d'un profil. Les intensités les plus faibles correspondent aux profondeurs les plus élevées.

Figure II.26 : Bathymétrie calculée par radiométrie sur la zone immergée de l'image moyennée. La profondeur des zones de fond recouvertes d'algues est surestimée car les valeurs estimées du coefficient d'atténuation ne sont plus valables.

Figure II.27 : Ecart résiduel entre la bathymétrie mesurée au sondeur multi-faisceau (le 15/09/2008) et la profondeur calculée par radiométrie (à partir d'images acquises le 18/06/2008) après correction d'un biais en altitude de 1,2 m.

Figure II.28 : Principe de mesure d'un système à laser pulsé.

Figure II.29 : Scanner laser terrestre RIEGL LMS-Z390i utilisé par le laboratoire Domaines Océaniques.

Figure II.30 : Principe de l'acquisition scanner et exemple de nuage de points 3D.

Figure II.31 : Résolution au sol en fonction des paramètres d'acquisition et de la topographie.

Figure II.32 : Variation de la densité du nuage de points scanner acquis sur un sol faiblement penté (type plage).

Figure II.33 : Résolution au sol dans les plans horizontaux et verticaux en fonction de la distance TLS - point mesuré, pour une résolution angulaire de 1°, une hauteur de scanner de 1 m et un terrain parfaitement plat.

Figure II.34 : Carte de densité d'un nuage de points acquis à Porsmilin, avec trois mises en station du TLS.

Figure II.35 : Organigramme du protocole d'acquisition.

Figure II.36 : Nuage de points acquis à Porsmilin dont l'échelle de couleurs reflète l'intensité normalisée du signal reçu.

Figure II.37 : Principe de la minimisation des zones d'ombre par le choix judicieux des positions de mise en station (d'après Buckley, 2008).

Figure II.38 : cibles réfléchissantes cylindriques (utilisées sur des surfaces planes) et circulaire (utilisée pour des surfaces fortement pentées ou verticales).

Figure II.39 : Importance du positionnement des cibles pour le recalage du nuage de points.

Figure II.40 : Organigramme de la chaîne de traitement de données TLS.

Figure II.41 : Assemblage de trois nuages de points (a,b,c) correspondant chacun à une mise en station du TLS pour obtenir un seul jeu de données global (d).

Figure II.42 : Nettoyage des données avec le logiciel Fledermaus.

Figure II.43 : Influence du choix de la résolution du maillage.

Figure II.44 : Modèle Numérique de Terrain (résolution : 10 cm) de la Plage de Porsmilin (a) et visualisation d'un profil transversal sur ce même MNT (b).

Figure II.45 : Drapage d'une mosaïque de photographies drone très haute résolution sur un MNT scanner de la plage de Porsmilin.

Figure II.46 : Principe de l'acquisition au sondeur multi-faisceau.

Figure II.47 : a) L'Albert Lucas (Navire de station de l'IUEM) équipé de la perche sondeur. b) Centrale d'attitude (CA) IXSEA OCTANS SubSea et sondeur multi-faisceaux (SMF) Reason Seabat 8101 en configuration d'acquisition.

Figure II.48 : Désignation des angles et translations caractérisant l'attitude du navire.

Figure II.49 : Définition et relations entre les différents niveaux de référence altimétrique.

Figure II.50 : Organigramme de la chaîne d'acquisition et de traitement de données SMF.

Figure II.51 : Exemple de MNT bathymétrique réalisé à partir du levé SMF du 15/10/2008 sur la zone sub-tidale de Porsmilin (géoréférencement en Lambert I et exagération verticale de 3.

Figure II.52 : Principe de la fusion de couches de données dans un logiciel de SIG.

Figure II.53 : Ecart entre les MNT bathymétriques et topographiques générés respectivement à partir de données SMF et TLS acquises à Porsmilin le 04/11/2010.

Figure II.54 : Fusion des MNT bathymétriques et topographiques du 04/11/2010.

Figure III.1 : a) Location of the beach of Porsmilin, where all the campaigns led to this study took place.

b) Aerial view of the beach of Porsmilin with the rough level reached by waters depending on tide coefficients and with the altimetric (IGN69) and bathymetric references (aerial view source : BD ortho®. IGN).

Figure III.2 : a) DEM generated from DGPS data (acquired on the 2009/06/25) with a linear interpolation. b) Density map of the DGPS measured points.

Figure III.3 : a) Extract of the ortho-photography representing a hole in the sand and location of the profile (realised from the photographs acquired on the 2009/06/25. b) Vertical spatial profile of the hole.

Figure III.4 : a) DEM generated from TLS data acquired in Porsmilin beach on the 2009/06/25 and gridded on a TIN. On the detailed extracts, the ramp and the concrete discharge pipe can be seen.

b) Density map of the 3D points acquired by the TLS with a vertical and horizontal angular resolution of 0.07°. The three clusters of very high density correspond to the different scanner positions.

Figure III.5 : Density map of the points acquired by the multi-beam echo-sounder with an useable aperture of 120°. These data have been acquired by two operators, with a tide coefficient of 98 and a glassy sea. The density increases in shallow waters and where there is a great overlapping.

Figure III.6 : Comparison 2D-profile versus 3D-DEM (2009/12/16).

Figure III.7 : Results of the comparison of the different techniques (all the data have been collected on the 2009-06-25).

Figure III.8 : Assessment of the influence of points density on the DEM quality.

Figure III.9 : Association of DEM from simultaneous TLS and bathymetric data for a complete survey of the sedimentary cell and the resulting differential DEM.

Figure IV.1 : Localisation de la plage de Porsmilin.

Figure IV.2 : Plage de Porsmilin vue depuis l'Est.

Figure IV.3 : a) Rose des vents au sémaphore d'Ouessant (données Météo-France - d'après Dehouck, 2006). b) Direction moyenne de provenance des houles au large de la pointe de Corsen (données ANEMOC).

Figure IV.4 : Anthropisation des abords de Porsmilin depuis 1961.

Figure IV.5 : Calendrier des levés effectués à Porsmilin depuis 2006 avec les différentes techniques d'acquisition.

Figure IV.6 : Localisation des points de modélisation des courants et de calcul des contraintes de cisaillement.

Figure IV.7 : Evolution temporelle en 2005 des contraintes de cisaillement au point P induites par les vagues seules (T_w), les courants seuls (T_c) (avec un zoom sur le jeu de données), la contrainte moyenne (T_m) et la contrainte maximale (T_{max}) engendrées par l'interaction houle-courant. (Evolutions des contraintes de 2006 à 2010 en annexe A.5).

Figure IV.8: Evolution annuelle de la hauteur significative de houle H_s (a) et de la contrainte de cisaillement maximale T_{max} (b) de 2005 à 2010.

Figure IV.9 : Profils transversaux (dans un repère relatif lié à la tête de profil) acquis au tachéomètre ou au DGPS entre 2003 et 2010, profil moyen et enveloppe des niveaux maximums et minimums atteints.

Figure IV.10 : Profils moyens, écart type et enveloppes minimale et maximale calculés sur 141 profils acquis au DGPS ou tachéomètre entre 2003 et 2010, transversalement à la plage.

Figure IV.11 : Profils saisonniers moyens. Le profil hivernal est une moyenne de 25 profils acquis depuis 2003 durant les mois de Décembre, Janvier et Février. Le profil estival correspond à une moyenne de 18 profils acquis depuis 2003 durant les mois de Juin, Juillet et Août.

Figure IV.12 : MNT différentiels générés à partir de données bathymétriques et topographiques acquises quasi-simultanément, respectivement au SMF et au TLS.

Figure IV.13 : Evolution temporelle de la hauteur significative des vagues H_s en Novembre 2010 (modélisation *WaveWatch3*).

Figure IV.14 : MNT différentiel représentant l'évolution du stock sédimentaire entre le 25/06/2009 et le 16/12/2009.

Figure IV.15 : MNT différentiel représentant l'évolution du stock sédimentaire entre le 15/04/2010 et le 03/06/2010.

Figure IV.16 : MNT différentiel représentant l'évolution du stock sédimentaire entre le 03/06/2010 et le 23/07/2010.

Figure IV.17 : Comparaison de profils transversaux extraits des MNT du 03/06/2010 et du 23/07/2010.

Figure IV.18 : MNT différentiel représentant l'évolution du stock sédimentaire entre le 04/11/2010 et le 24/03/2011.

Figure IV.19 : Evolution temporelle de la hauteur significative des vagues H_s de Mars à Mai 2011 (moyenne journalière calculée à partir des valeurs fournies sur le site PREVIMER®).

Figure IV.20 : MNT différentiel représentant l'évolution du stock sédimentaire entre le 24/03/2011 et le 18/04/2011.

Figure IV.21 : Comparaison de profils transversaux extraits des MNT du 03/06/2010 et du 23/07/2010.

Figure IV.22 : Influence des phénomènes d'infiltration et d'exfiltration sur le profil de plage.

Figure IV.23 : Différentes formes de chenaux d'exfiltration à Porsmilin imagés (a) sur un nuage de points TLS (03/06/2010) et (b) sur une photographie (20/03/2011).

Figure IV.24 : Suivi d'un système de chenaux d'exfiltration à Porsmilin du 18 au 20 Avril 2011 à partir du nuage de points TLS et des MNT.

Figure IV.25 : Schéma simplifié d'un système classique de croissants de plage.

Figure IV.26 : Système de croissants de plage en haut d'estran à Porsmilin (19/04/2011).

Figure IV.27 : Evolution des coefficients adimensionnels Ω et ξ au cours du mois d'Avril 2011 (calcul effectués à partir des valeurs de hauteur et période de vagues fournies par PREVIMER®).

Figure IV.28 : Evolution du 18 au 20 Avril 2011 d'un profil longitudinal du système de croissants de plage à Porsmilin issu d'un MNT réalisé à partir de données TLS.

Figure IV.29 : MNT différentiel entre le 18 et le 19 Avril 2011 et définition de zones pour le calcul de bilan de matière sur la plage totale ($\sim +185 \text{ m}^3$) et au niveau du système de croissants de plage ($\sim +100 \text{ m}^3$).

Figure IV.30 : MNT différentiel entre le 19 et le 20 Avril 2011 et définition de zones pour le calcul de bilan de matière sur la plage totale ($\sim -180 \text{ m}^3$) et au niveau du système de croissants de plage ($\sim -80 \text{ m}^3$).

Figure IV.31 : Principe de l'évolution saisonnière de la plage sous l'effet des houles constructives (conditions estivales) et destructives (conditions hivernales).

Figure IV.32 : Fréquence idéale théorique des levés.

Figure A.1 : Résolution au sol en fonction des paramètres du terrain. Résolution verticale (points verts) suivant le plan (x,z) en fonction de la résolution angulaire r_v , de la hauteur du scanner h, de la pente locale du terrain p et de la distance au scanner d. Résolution horizontale (points rouges) suivant le plan (x,y) en fonction de la résolution angulaire r_h et de la distance au scanner d.

Figure A.2 : Variation de la résolution horizontale au sol R_h en fonction de la distance d, pour une résolution angulaire $r_h = 0.07^\circ$.

Figure A.3 : Variation de la résolution verticale au sol R_v en fonction de la distance d, pour une résolution angulaire $r_v = 0.07^\circ$, une pente locale de 3° et différentes hauteurs de scanner h.

Figure A.4 : Intensité normalisée du signal retour sur un nuage de points correspondant à une mise en station, avec un nombre de points réduit pour alléger les temps de calcul.

Figure A.5 : Intensité normalisée du signal de retour et corrigée des effets de la distance de mesure.

Figure A.6 : Intensité normalisée du signal de retour et corrigée des effets de la distance de mesure et des pentes importantes au niveau des falaises.

Figure A.7 : Différentiel entre deux MNT générés à partir de nuages de points avec les mêmes cibles au sol dans le cadre du test pour la détermination de l'erreur instrumentale.

Figure A.8 : Biais en rotation lors du recalage du nuage de points. Exemple simple dans le plan vertical, avec deux cibles dont la position est mesurée à $\pm 1 \text{ cm}$.

Figure A.9 : Evolution temporelle de 2005 à 2010 des contraintes de cisaillement au point P induites par les vagues seules (T_w), les courants seuls (T_c) (avec un zoom sur le jeu de données de 2005), la contrainte moyenne (T_m) et la contrainte maximale (T_{max}) engendrées par l'interaction houle-courant.

Figure A.10 : Ecran d'accueil du serveur de documents pour les projets : "Pôle Image Doc".

Figure A.11 : a) Ecran d'accueil du portail web public du Pôle Image. - b) Affichage écran après un zoom sur le chantier "Rade de Brest-Mer d'Iroise".

Figure A.12 : Affichage sur le chantier "Porsmilin" des couches TLS, Drelia et SMF avec leurs zones d'emprise (respectivement en jaune, orange et bleu).

Tableau I.1 : Classification granulométrique des sédiments (d'après Augris et al., 2004).

Tableau I.2 : Principales figures sédimentaires en domaine littoral.

Tableau II.1 : Exemple de passage de coordonnées absolues en coordonnées réduites pour un point choisi arbitrairement.

Tableau II.2 : Réduction du temps de traitement (environ 20%) et visualisation plus fluide des données grâce au passage en coordonnées réduites.

Tableau II.3 : Limitations majeures des autres plates-formes télécommandées par rapport à DRELIO.

Table III.1 : Dates of the 2D acquisitions on Porsmilin beach.

Table III.2: Comparative table of the different techniques assessed in this study.

Tableau IV.1 : Valeurs annuelles moyennes et maximales de la hauteur significative de houle (H_s), de la contrainte de cisaillement due aux vagues (T_w), de la contrainte de cisaillement due aux courants (T_c) et de la contrainte de cisaillement due à l'action combinée vagues-courant (T_{max}).

Tableau IV.2 : Calcul des paramètres caractéristiques d'un système de croissants de plage à Porsmilin et expérimentation des hypothèses d'auto-organisation et d'onde de bord.

Tableau C.1 : Propositions de méthodologies pour le suivi de plage sableuses en fonction de la problématique d'étude.

